

**Université Pierre et Marie Curie,
Ecole des Mines de Paris,
& Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts**

**Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie
Parcours Hydrologie-Hydrogéologie**

**Modélisation du bassin versant de la Somme
à l'aide du modèle CaB**

Marion Carli

Directrice de recherche : Agnès Ducharne

UMR Sisyphe

**Université Pierre et Marie Curie
4 place Jussieu, 75005 Paris**

Juin 2005



REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements s'adressent bien entendu à Agnès Ducharne, qui a su d'abord m'initier avec patience au monde étrange de la programmation, puis me guider dans mes errances et alimenter mes réflexions. Pour m'avoir accueillie dans son bureau et épaulée dans les phases de débogage jusqu'à des heures indues, je lui pardonne même son abandon final...

Je tiens également à remercier l'équipe du PNRH Somme et en particulier Florence Habets, coordinatrice toujours à l'écoute des interrogations des uns et des autres, Sylvain Théry pour sa gentillesse, sa disponibilité et sa compétence informatico-géographique, et Pierre Ribstein pour sa relecture inopinée.

Enfin merci à tous ceux qui animent le couloir 56/55, pour le café du matin, pour les apéro du soir, sans oublier bien sûr le personnel de l'Inévitable sans qui nous ne serions rien.

RESUME

Ce travail s'inscrit dans le projet PNRH Somme (Programme National de Recherche en Hydrologie), qui vise à mettre en place une modélisation détaillée des transferts d'eau et d'énergie sur le bassin de la Somme à l'aide de couplages entre des schémas de transfert sol-végétation-atmosphère (TSVA) et les modèles hydrogéologiques. En particulier, un couplage est envisagé entre CaB (Koster et al., 2000; Ducharne et al., 2000), un modèle TSVA qui exploite les concepts du modèle hydrologique TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979), et MODCOU (Ledoux, 1980), le modèle hydrogéologique développé par le Centre d'Informatique Géologique de l'Ecole des Mines de Paris.

Cette étude consiste à mettre en place le modèle CaB sur le bassin versant de la Somme. Dans un premier temps, ses performances seront testées à trois résolutions, allant d'un unique bassin versant de 5560 km² à 133 bassins versants de 64 km². Le modèle CaB s'avèrera cependant incapable de décrire convenablement le comportement du bassin versant de la Somme, largement dominé par les écoulements souterrains, aussi des améliorations seront proposées.

ABSTRACT

The following study is part of the PNRH Somme project (National Program for Hydrological Research). This project aims at setting a detailed modeling of both water and energy transfers over the Somme basin, using soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes coupled with hydrogeological models. In particular, the land surface model CaB (Koster et al., 2000; Ducharne et al., 2000), based on TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) concepts, is meant to be coupled with the hydrogeological model MODCOU (Ledoux, 1980), developed by the Center for Geological Computer Science at the Ecole des Mines de Paris.

In this study, the CaB model is set over the Somme basin. First, its performances are tested at three resolutions, from one catchment (5560 km²) to 133 catchments (64 km² each). But the CaB model won't be able to reproduce conveniently the Somme basin behavior, as the groundwater flows are an important part of the total runoff, so improvements will be suggested.

Table des matières

1	Présentation du modèle CaB	8
1.1	TOPMODEL : principe et champ d'application	8
1.2	Apports de CaB par rapport à TOPMODEL	10
1.3	Applications précédentes du modèle CaB	11
1.3.1	Avantages	12
1.3.2	Limites	12
2	Caractérisation des conditions aux limites	13
2.1	Forçage météorologique	14
2.2	Indice topographique	15
2.2.1	Recherche des courbes de distribution approchées	15
2.2.2	Discussion	15
2.2.3	Influence de la résolution du MNT	16
2.3	Couverture végétale	17
2.3.1	Les données	17
2.3.2	Adaptation pour le modèle CaB	18
2.4	Description du sol	19
3	Simulations et résultats	22
3.1	Mode opératoire	22
3.1.1	Critères de contrôle	22
3.1.2	Données de validation	22
3.2	Premières simulations	22
3.3	Tentatives de calage : influence de la conductivité	24
3.4	Introduction d'une conductivité anisotrope	28
3.5	Etude de la dynamique du réservoir principal	29
3.5.1	Etude de la recharge	29
3.5.2	Etude des courbes de récession	32
3.6	Bilan des analyses	34
4	Mise en place d'un réservoir capacitif	35
4.1	Description du réservoir	35
4.1.1	Nouveau schéma de fonctionnement	35
4.1.2	Etude de la vidange du réservoir capacitif	35
4.1.3	Algorithme codant le réservoir capacitif	37
4.2	Résultats et analyses	37
4.2.1	Résultats de simulation	37
4.2.2	Analyse des résultats	37
4.2.3	Représentation bimodale	41
4.3	Discussion	42
4.3.1	Les limites de cette approche	42
4.3.2	Perspectives	43

Table des figures

1	Représentation schématique des flux d'eau dans TOPMODEL, d'après Beven et Kirkby, 1979	10
2	Représentation schématique des flux d'eau dans CaB	11
3	Maillages utilisés pour les 3 résolutions : (a) grossière et intermédiaire, et (b) fine	13
4	Pluie moyenne annuelle pour l'année 1992-1993 : (a) sur le découpage fin adapté des mailles SAFRAN, (b) agrégée sur le maillage intermédiaire (c) agrégée sur le maillage grossier	14
5	Distributions réelle et approchée de l'indice topographique (calculé à partir du MNT 75 mètres) dans le bassin versant contributif d'Abbeville	16
6	Distributions réelle et approchée de l'indice topographique (MNT 75m) dans le bassin versant numéro 30 du découpage fin, situé en plaine alluviale, à l'aval d'Abbeville : (a) distribution initiale (b) distribution corrigée	17
7	Influence de la résolution du MNT sur les trois moments de la distribution des indices topographiques (ou TSI pour topography-soils index) pour le découpage intermédiaire : (a) moyenne, (b) variance et (c) skew	17
8	Répartition de la couverture végétale en classes ECOCLIMAP	18
9	Triangle des textures de sol USDA et répartition des mailles ECOCLIMAP	20
10	Répartition géographique des deux classes texturales dominantes sur le bassin versant de la Somme	20
11	Premières simulations : lames d'eau écoulées en moyenne sur le bassin versant d'Abbeville simulées aux résolutions (a) grossière (b)intermédiaire et (c) fine .vs. lame d'eau observée à la station d'Abbeville	23
12	(a) Pluie journalière moyenne sur le bassin versant contributif d'Abbeville et (b) débit journalier observé à la station d'Abbeville entre août 1990 et août 1998	25
13	Écoulements moyens sur le bassin versant d'Abbeville simulés pour $K_0 = 3, 53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 1, 8 \text{ m}^{-1}$ (sim1 en rouge), et pour $K_0 = 3, 53.10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 3, 26 \text{ m}^{-1}$ (sim2 en vert) .vs. lame d'eau observée à Abbeville (en noir) sur la période août 90 - août 98	26
14	Moyennes mensuelles (a) de la lame d'eau écoulée (b) du ruissellement de surface (c) du débit de base (d) des précipitations en mm/j (e) de la fraction saturée (f) de la fraction non saturée et non stressée (g) de l'évapotranspiration (h) du flux de zone racinaire en mm/j et (i) du déficit d'humidité en mm pour deux jeux de paramètres : $K_0 = 3, 53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 1, 8 \text{ m}^{-1}$ (sim1 en trait plein) et $K_0 = 3, 53.10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 3, 26 \text{ m}^{-1}$ (sim2 en pointillés), pour l'année 1992-1993	27
15	Écoulements simulés pour $K_0 = 3, 53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$, $\nu = 1, 8 \text{ m}^{-1}$ (sim1 en rouge), et pour $K_0^{vertical} = 3, 53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $K_0^{horizontal} = 3, 53.10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$, $\nu = 1, 8 \text{ m}^{-1}$ (sim3 en vert) .vs. lame d'eau observée à Abbeville (en noir) sur la période août 90 - août 98	28

16	Moyennes mensuelles (a) de la lame d'eau écoulée (b) du ruissellement de surface (c) du débit de base (d) des précipitations en mm/j (e) de la fraction saturée (f) de la fraction non saturée et non stressée (g) de l'évapotranspiration (h) du flux de zone racinaire en mm/j et (i) du déficit d'humidité en mm pour deux jeux de paramètres : $K_0 = 3,53.10^{-1}$ et $\nu = 1,8$ (sim1 en trait plein) et $K_0^{vertical} = 3,53.10^{-1}$ et $K_0^{horizontal} = 3,53.10^{-1}$, $\nu = 1,8$ (sim3 pointillés), pour l'année 1992-1993	30
17	Etude de la recharge du réservoir principal : (a) débit de base G en fonction du déficit d'humidité du bassin versant unitaire M_D , (b) relation entre déficit d'humidité M_D et profondeur moyenne de la zone saturée z (c) flux de zone racinaire ($fluxZR$) en fonction du déficit d'humidité M_D pour différents excès d'humidité dans le réservoir de zone racinaire ($excesZR$) (d) Recharge/vidange du réservoir principal ($G - fluxZR$) en fonction du déficit d'humidité M_D pour différents excès d'humidité dans le réservoir de zone racinaire ($excesZR$)	31
18	Pluie moyenne journalière pour la période de récession juin-août 2003	33
19	(a) Régression linéaire sur $1/G - 1/G_s$ ($G_s = 44m^3/s$) et (b) tracé du débit de vidange .vs. débit observé	33
20	Représentation schématique du bassin versant dans TOPMODEL modifié	36
21	Simulation 4 avec le réservoir capacitif, $c = 1,7.10^{-5}$, $K_0 = 3,53.10^{-1} m.s^{-1}$ et $\nu = 2,17 m^{-1}$: lame d'eau écoulée en moyenne sur le bassin versant d'Abbeville simulée .vs. observée à la station d'Abbeville	38
22	Moyennes mensuelles (a) de la lame d'eau écoulée (b) du ruissellement de surface (c) du débit de base (d) des précipitations en mm/j (e) de la fraction saturée (f) de la fraction non saturée et non stressée (g) de l'évapotranspiration (h) du stock dans le réservoir capacitif pour et (i) du déficit d'humidité en mm simulés par la simulation 1 sans réservoir, avec $K_0 = 3,53.10^{-1} m.s^{-1}$ et $\nu = 1,8 m^{-1}$ (sim1 en trait plein) et par la simulation 4 avec réservoir, avec $K_0 = 3,53.10^{-1} m.s^{-1}$ et $\nu = 2,17 m^{-1}$ (sim4 en pointillés), pour l'année 1992-1993	40
23	Ecoulements simulés par un modèle à réservoir capacitif seuillé à 2 mm/j (sim5 en rouge) et par un modèle à réservoir principal seuillé à 0.15 mm/j (sim6 en vert), avec $K_0 = 3,53.10^{-1} m.s^{-1}$ et $\nu = 2,17 m^{-1}$.vs. lame d'eau observée à Abbeville (en noir) sur la période août 90 - août 98	42
24	Représentation schématique du bassin versant dans TOPMODEL modifié (2)	44

INTRODUCTION

Le bassin versant de la Somme

Situé dans l'auréole nord du bassin parisien, le bassin de la Somme occupe une superficie de 6200 km². L'aquifère principal du bassin est la nappe de la Craie, drainée par la Somme et ses affluents aussi bien en période d'étiage qu'en période de hautes eaux. Le réseau hydrographique est très canalisé (canaux de la Somme, de Saint-Quentin, de l'Oise, du Nord) et la Somme traverse plusieurs villes dont Amiens et Abbeville.

Le bassin de la Somme a été marqué en 2001 par des inondations d'une ampleur exceptionnelle. Cet évènement a rappelé le rôle majeur des aquifères sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants puisqu'il s'agissait d'une crue de nappe, avec, selon les estimations du BRGM (Amraoui et al., 2002), près de trois quarts du débit provenant d'eau ayant circulé dans les nappes (débordement ou échanges nappe/rivière). Ces mêmes nappes jouent un rôle fondamental pour le soutien des débits d'étiage, et permettent d'atténuer les conséquences de périodes sèches telles que celles de l'été 2003.

Objectifs

L'objet de ce mémoire est de tester les performances du modèle CaB sur ce bassin versant dont l'hydrodynamique est largement contrôlée par les aquifères, et notamment sa capacité à décrire l'épisode du printemps 2001.

Le modèle CaB sera présenté dans la partie 1 et les conditions au limites nécessaires à sa mise en oeuvre dans la partie 2. Finalement, le comportement du modèle sera analysé dans la partie 3 et des améliorations simples, pour mieux décrire un système aquifère comme celui de la Somme, seront proposées en partie 4.

1 Présentation du modèle CaB

Le modèle CaB, pour Catchment-Based (Koster et al., 2000; Ducharne et al., 2000) est un modèle de fonctionnement des surfaces continentales, qui décrit sur des bases physiques l'influence du climat sur les écoulements. Il combine :

- une approche TSVA, où l'évapotranspiration est couplée au bilan d'énergie, et contrôlée par la végétation et divers facteurs de stress (hydriques notamment)
- une approche basée sur le modèle hydrologique TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) pour gérer les écoulements superficiels et souterrains. Selon cette approche, le domaine d'étude est discrétisé en bassin versants élémentaires, toujours pourvus d'une nappe phréatique. Sous l'hypothèse que les gradients topographiques sont une bonne approximation des gradients hydrauliques, on exploite une description à haute résolution de la topographie de chaque bassin versant élémentaire pour dériver, à chaque pas de temps (20 minutes), une distribution spatiale de la profondeur de la nappe en fonction de l'humidité moyenne du bassin. Cette distribution permet de subdiviser le bassin en trois fractions (saturée, stressée, intermédiaire) où les flux de surface sont calculés selon des paramétrisations adaptées. Elle contrôle aussi les transferts verticaux entre zone racinaire et nappe ainsi que l'écoulement de base (écoulement de la nappe vers les cours d'eau, inversement proportionnel à la profondeur de la nappe).

1.1 TOPMODEL : principe et champ d'application

TOPMODEL est un modèle basé sur le concept d'aires contributives variables (Ambroise, 1999) : la formation du ruissellement de surface a lieu aux endroits où le sol est complètement saturé (Dunne and Black, 1970), et l'extension de ces zones de ruissellement varie à chaque pas de temps en fonction notamment de la quantité de pluie (Betson, 1964).

La détermination de ces zones de ruissellement repose sur trois hypothèses (Sivapalan et al., 1987) :

1. la conductivité hydraulique à saturation décroît exponentiellement avec la profondeur dans la zone non saturée :

$$K_{sat}(z) = K_0 \exp(-\nu z) \quad (1)$$

où z est la profondeur (l'axe des z est orienté vers le bas), K_0 est la conductivité hydraulique à saturation en surface, et ν est le paramètre de décroissance exponentielle, pris tous deux constants sur le bassin

2. la "nappe" est parallèle à la surface, ou encore le gradient hydraulique est égal la pente
3. on se place en régime permanent à chaque pas de temps, et le taux de recharge uniforme vaut R

Ces hypothèses permettent décrire en combinant l'équation 1 et la loi de Darcy (Darcy, 1856) :

$$q_i = a_i R = T_0 \tan \beta_i \exp(-\nu z_i) \quad (2)$$

où q_i et a_i sont respectivement le débit et l'aire contributive au pixel i ramenés à la longueur caractéristique du pixel, $\tan \beta_i$ et z_i la pente et la profondeur de la zone saturée pour le pixel i , et $T_0 = K_0/\nu$ la transmissivité du sol complètement saturé, prise également constante sur le bassin.

On en tire une expression de z_i , qui caractérise l'état de saturation local ($z_i \leq 0$ signifie que la zone saturée a atteint la surface du sol, donc que le pixel est saturé) :

$$z_i = -\frac{1}{\nu} \ln\left(\frac{a_i R}{T_0 \tan \beta_i}\right) \quad (3)$$

Le terme $\ln(a_i R/T_0 \tan \beta_i)$ apparaît comme un indice de similarité qui décrit l'état de saturation des pixels. La recharge R et la transmissivité à saturation T_0 étant constantes sur le bassin versant, on peut simplifier ce terme et définir un *l'indice topographique* x_i qui détermine, avec le taux de recharge R et le paramètre ν , si le pixel i considéré est saturé :

$$x_i = \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) \quad (4)$$

La distribution de l'indice topographique x sur le bassin versant considéré permet donc de déterminer à chaque pas de temps l'aire contributive variable A_c où est généré le ruissellement. Sur cette fraction du bassin versant, l'intégralité de la lame d'eau ruisselle et il n'y a pas d'infiltration.

La fraction du bassin versant qui n'est pas en état de saturation est schématisée par une série de réservoirs comme le montre la figure 1 (Beven and Kirkby, 1979) :

- un réservoir d'interception en surface S_1 , correspondant à l'interception par le feuillage, d'où est prélevée l'évaporation et qui doit être rempli avant que ne débute l'infiltration
- un réservoir d'infiltration S_2 situé immédiatement sous la surface du sol (en zone racinaire) qui se remplit après S_1 et se vidange à taux constant dans S_3
- un réservoir de subsurface S_3 situé en zone saturée, non linéaire

De plus, le débit de base G (flux dans la zone saturée) est donné par la relation :

$$G = \frac{K_0}{\nu} \exp(-\bar{x} - \nu \bar{z}) \quad (5)$$

où \bar{x} et \bar{z} sont les moyennes sur le bassin versant de l'indice topographique et de la profondeur de la zone saturée respectivement.

La somme du débit de base et du ruissellement de surface donne l'écoulement total.

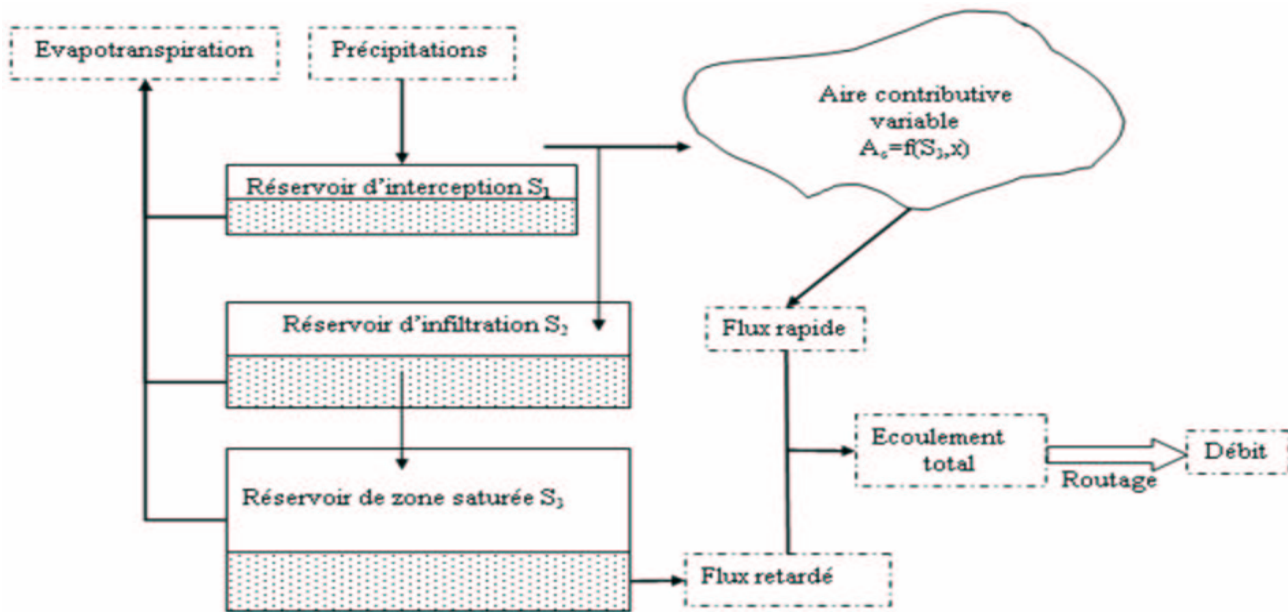


FIG. 1 – Représentation schématique des flux d'eau dans TOPMODEL, d'après Beven et Kirkby, 1979

1.2 Apports de CaB par rapport à TOPMODEL

Le modèle CaB, grâce à son approche TSVA, complète TOPMODEL en décrivant mieux les transferts au niveau de la surface. Le concept d'aires contributives variables est ici exploité non seulement pour définir les zones de ruissellement, mais aussi pour évaluer l'évapotranspiration en divisant le bassin versant unitaire en trois fractions :

- une fraction saturée (correspondant à A_c dans TOPMODEL), où la transpiration et l'évaporation atteignent leur taux potentiel
- une fraction non saturée où l'évaporation est inférieure au taux potentiel à cause d'un stress hydrique, mais suffisamment humide pour permettre la transpiration au taux potentiel
- une fraction non saturée dont l'humidité est inférieure ou égale au point de flétrissement, où la transpiration est nulle et l'évaporation, soumise à un stress hydrique important, est très faible

D'autre part, le modèle CaB propose des fonctions d'approximation destinées à faciliter les calculs (Ducharne et al., 2000). Ces fonctions concernent le calcul du débit de base, des flux entre le réservoir de la zone racinaire (assimilable à S_2) et le réservoir de subsurface (assimilable à S_3), et la distribution latérale de l'humidité dans la zone racinaire. Une représentation schématique de ces flux calquée sur celle de TOPMODEL (Figure 1) est proposée sur la figure 2.

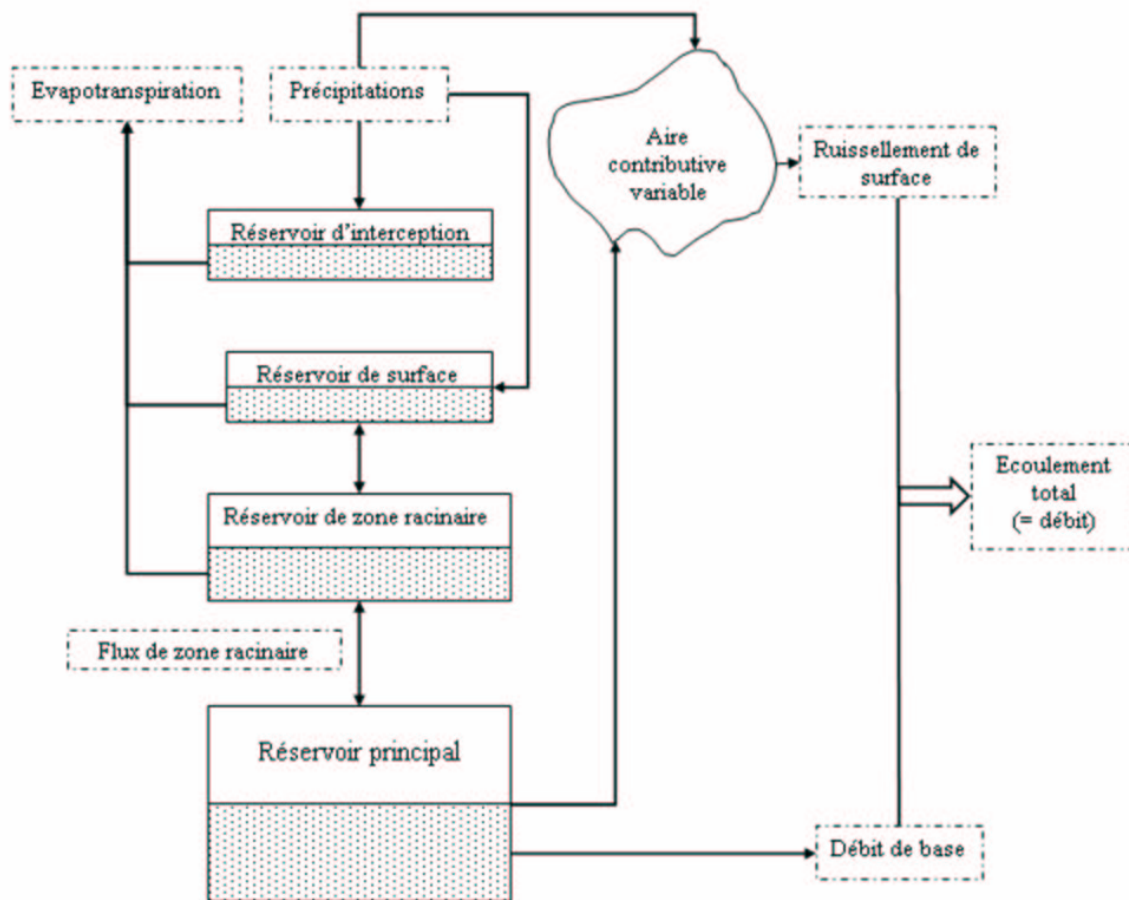


FIG. 2 – Représentation schématique des flux d'eau dans CaB

1.3 Applications précédentes du modèle CaB

Le modèle CaB est a été précédemment validé dans les bassins de la Red et de l'Arkansans River (Ducharne et al., 2000), dans le bassin du Rhône (Boone et al., 2003) et dans le bassin de la Seine (Ducharne et al., 2004).

- sur l'Arkansas River, les cycles saisonniers et interannuels de l'évaporation et de l'écoulement total sont bien reproduits. On note cependant une surestimation de la lame d'eau écoulée en hautes eaux et une sous-estimation en étiage.
- sur la Seine, le modèle CaB dans sa configuration originale ne s'est pas montré capable de décrire un système fortement influencé par le souterrain. Les débits d'étiage étant trop faibles en raison d'une forte demande évaporative en été, il a fallu imposer une limitation des remontées d'eau vers la zone racinaire. Les performances ainsi obtenues sont tout à fait satisfaisantes.

1.3.1 Avantages

Ces applications ont montré que le modèle CaB, en combinant les approches TSVA et hydrologique, représente une réelle avancée par rapport à un simple modèle TSVA. En effet, la résolution de l'équation de Richards à une dimension, pratiquée dans les modèles TSVA classiques, suppose une uniformité de tous les paramètres de surface, ce qui rend cette approche éminemment locale. Le couplage avec TOPMODEL, en proposant une description simple de la topographie, permet d'agrandir largement le champ d'application.

D'autre part, les cas où la topographie est peu prononcée (ce qui peut poser problème dans le cadre de TOPMODEL) sont correctement gérés par CaB, au moins aussi bien que par les modèles TSVA classiques (Koster et al., 2000).

1.3.2 Limites

Dans l'optique d'une application sur le bassin versant de la Somme, l'étude de ces applications met cependant en lumière certaines limitations :

- la taille des bassins versants : TOPMODEL est applicable en théorie sur des bassins versants unitaires de taille inférieure à 500 km^2 (Beven and Kirkby, 1979; Ambroise et al., 1996). Néanmoins son application sur la Seine, avec des bassins versants élémentaires de 2600 km^2 en moyenne, a fourni des résultats satisfaisants. Le bassin versant contributif d'Abbeville (5560 km^2), qui sera considéré dans certaines simulations (cf. partie 2) posera-t-il un problème ?
- le contexte hydrogéologique : le champ d'application de TOPMODEL est limité à des bassins versants aux aquifères peu profonds (Beven and Kirkby, 1979; Ambroise et al., 1996). En effet, TOPMODEL ne simule pas réellement une nappe mais une zone saturée peu profonde, assimilable à une nappe perchée (Franchini et al., 1996). Cette non prise en compte des systèmes aquifères a déjà nécessité une modification du modèle dans son application sur la Seine. Dès lors, on peut légitimement émettre des doutes sur la capacité de CaB à simuler le bassin versant de la Somme, où cet aspect est *a priori* incontournable.

2 Caractérisation des conditions aux limites

Afin d'analyser les performances du modèle CaB à différentes résolutions, les données de forçage sont adaptées à trois maillages :

- un maillage grossier composé d'un unique bassin versant, le bassin contributif d'Abbeville (Figure 3a), d'une superficie de 5560 km²
- un maillage intermédiaire composé de 15 bassins versants unitaires construits à partir des stations de mesure de débit présentes sur le bassin versant (Figure 3a), et dont les superficies varient entre 19 et 1051 km² (superficie moyenne : 412 km²)
- un maillage fin composé de 133 bassins versants, basé sur l'intersection d'un maillage régulier de 8km par 8km, soit : 64 km² (maillage SAFRAN, cf. 2.1) et de la limite du bassin versant hydrogéologique utilisée par MODCOU (Figure 3b).

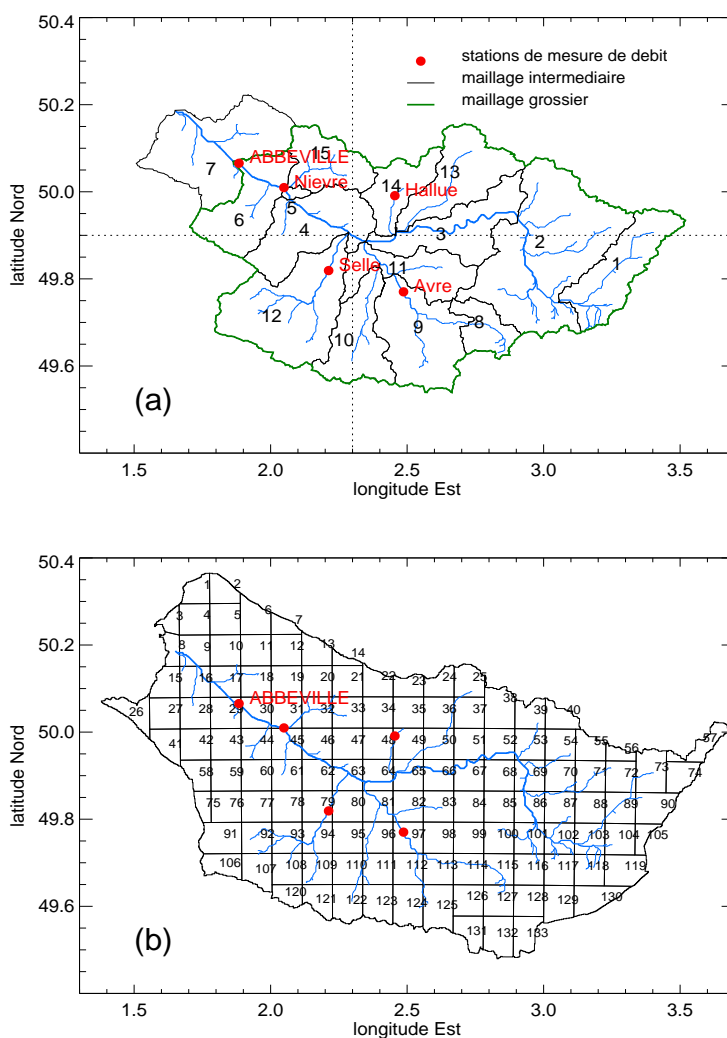


FIG. 3 – Maillages utilisés pour les 3 résolutions : (a) grossière et intermédiaire, et (b) fine

2.1 Forçage météorologique

On dispose de données météorologiques fournies par Météo France, issues de la base de données SAFRAN (Le Moigne, 2002) sur la période 1985-2003, à une résolution de 8km par 8km et au pas de temps horaire :

- humidité de l'air
- rayonnement infrarouge et visible
- précipitations pluvieuses et neigeuses
- température de l'air
- vitesse du vent

Ces données sont agrégées suivant les trois résolutions, comme le montre la figure 4.

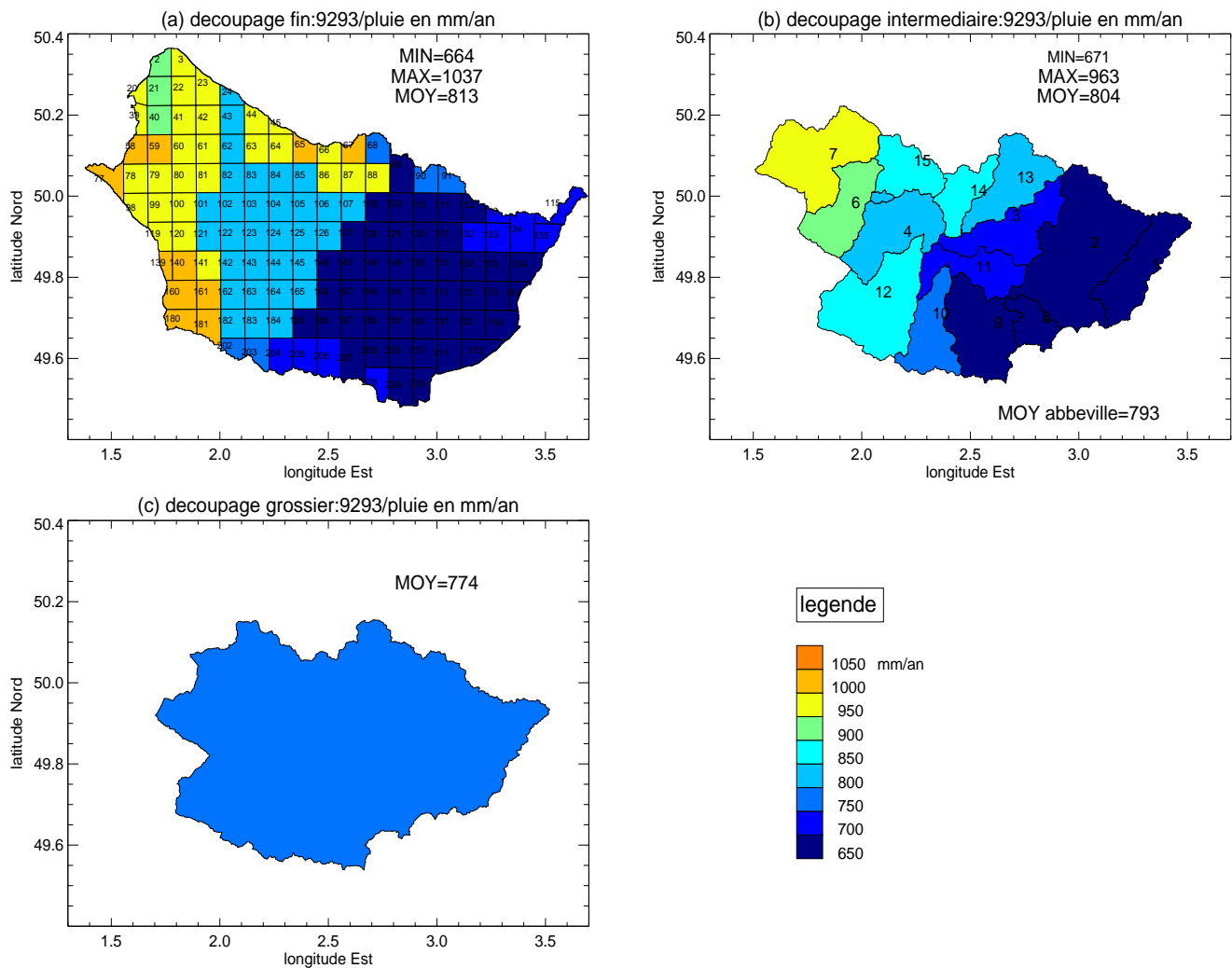


FIG. 4 – Pluie moyenne annuelle pour l'année 1992-1993 : (a) sur le découpage fin adapté des mailles SAFRAN, (b) agrégée sur le maillage intermédiaire (c) agrégée sur le maillage grossier

2.2 Indice topographique

La distribution de l'indice topographique x de TOPMODEL défini par l'équation (4) peut être convenablement représentée par une distribution gamma à trois paramètres (Sivapalan et al., 1987) :

$$f_T(x) = \frac{1}{\Gamma(\Phi)\chi} \left(\frac{x-\mu}{\chi} \right)^{\Phi-1} \exp\left(-\frac{x-\mu}{\chi}\right) \quad \chi, \Phi > 0 \quad (6)$$

Les trois paramètres χ , Φ et μ sont calculés à partir des trois premiers moments de la distribution originale : moyenne, variance et "skew" (qui caractérise la symétrie de la distribution).

Cette expression analytique, beaucoup plus simple à manipuler, permet de caractériser les fonctions approchées évoquées au paragraphe 1.2 décrivant la distribution de la profondeur de la zone saturée et les flux qui en découlent.

On dispose ici de deux modèles numériques de terrain (MNT) : l'un résolu à 75 mètres, et l'autre à 125 mètres, dérivé du premier pour les besoins de MODCOU, dont les plus petites mailles correspondent à un pixel de ce second MNT. Le MNT 75 mètres fournissant une description plus détaillée de la topographie, il sera choisi *a priori*, à moins que les distributions d'indice topographique qu'il génère ne soient mal décrites par une distribution gamma.

2.2.1 Recherche des courbes de distribution approchées

L'indice topographique de chaque pixel est calculé à partir des informations fournies par le MNT correspondant. Une distribution par classe de 0.1 est établie pour chaque bassin versant unitaire du découpage considéré, un seul dans le cas du découpage grossier (cf. Fig 5), 15 dans le cas du découpage intermédiaire, 133 dans le cas du découpage fin. Les "pixels rivière", définis selon le critère de MODCOU (aire contributive supérieure à 250 km²), sont exclus afin de ne pas perturber la distribution par des valeurs anormalement grandes, résultant d'une aire contributive qui dépasse la taille du bassin versant unitaire auquel appartient le pixel considéré.

Pour chaque distribution, les trois premiers moments sont calculés afin de définir la distribution gamma qui approxime la distribution réelle.

Le degré de similitude entre les deux distributions est estimé par le test du χ^2 .

Le test du χ^2 montre que l'approximation est acceptable pour le découpage grossier ainsi que pour la plupart des bassins versants unitaires considérés dans les découpages intermédiaire et fin : le pourcentage de chances d'observer une erreur plus grande que celle que l'on mesure sous l'hypothèse nulle (*i.e.* : la distribution dérive d'une loi de gamma) est supérieur à 98%, à comparer à la valeur de 95% correspondant au seuil d'acceptabilité de 5% généralement adopté. Ceci est valable pour les deux MNT.

2.2.2 Discussion

Certains bassins versants unitaires du découpage fin présentent des irrégularités qui rendent l'approximation par une distribution gamma moins pertinente :

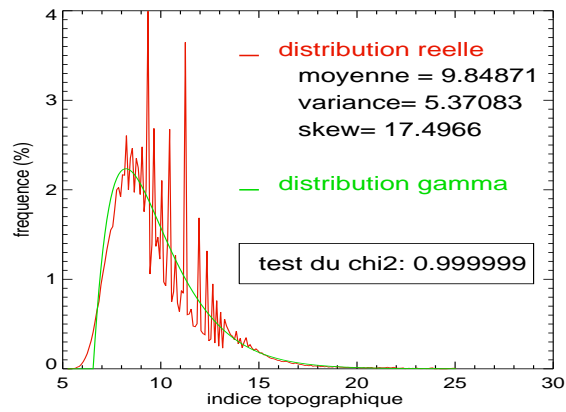


FIG. 5 – Distributions réelle et approchée de l'indice topographique (calculé à partir du MNT 75 mètres) dans le bassin versant contributif d'Abbeville

- en fond de vallée, on observe une sur-représentation des classes d'indice topographique autour de 15 (la moyenne étant de 9.8). Ces bassins versants situés dans la plaine alluviale comportent en effet de nombreux pixels dont la pente est faible et la surface contributive grande
- dans la partie hors bassin versant topographique de la Somme considérée par MODCOU, on observe également un effet plaine alluviale dû à la présence de l'Oise qui borne le domaine souterrain
- à l'exutoire, en baie de Somme, la fiabilité des mesures ne permet pas de construire une distribution réaliste.

Les trois premiers cas sont accentués par les limites de la description topographique par un MNT : l'aire contributive minimale ne peut être inférieure à la taille du pixel, et la pente minimale a été arbitrairement fixée à 0.001. Pour éliminer cet artefact, les pentes inférieures à la limite choisie lors du calcul de l'indice topographique (pour éviter de diviser par 0) sont remplacées par des valeurs tirées aléatoirement dans l'intervalle [0.0001,0.002]. Le test du χ^2 montre une amélioration mais les valeurs sont encore trop faibles pour considérer que la distribution réelle est correctement représentée par une distribution gamma : observe encore clairement l'effet plaine alluviale (Figure 6), qui sera néanmoins négligé par la suite, puisqu'il ne touche que 5 bassins versants sur les 133, soit moins de 4%. D'autre part il a été montré (Franchini et al., 1996) qu'une petite variation de la distribution de l'indice topographique est quasiment sans effet sur la valeur du débit.

2.2.3 Influence de la résolution du MNT

Le calcul de l'indice topographique est hautement dépendant de la résolution du MNT, puisque la longueur du pixel intervient directement dans son expression (cf. équation 4). Ainsi, comme le montre la figure 7, la moyenne de l'indice topographique est d'autant plus faible que le MNT est finement résolu, tandis que la variance et la skew augmentent avec la résolution.

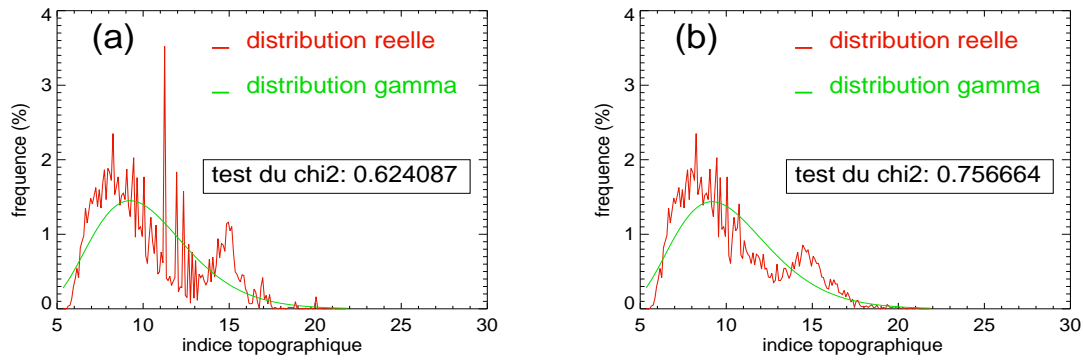


FIG. 6 – Distributions réelle et approchée de l’indice topographique (MNT 75m) dans le bassin versant numéro 30 du découpage fin, situé en plaine alluviale, à l’aval d’Abbeville : (a) distribution initiale (b) distribution corrigée

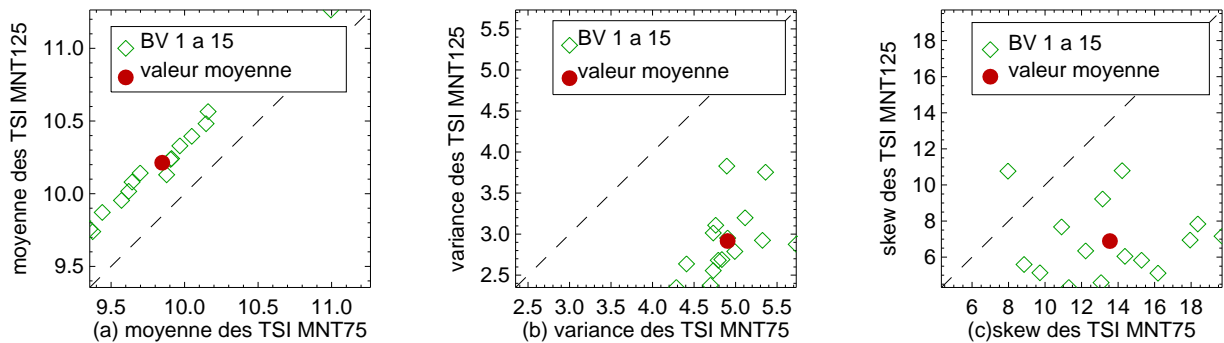


FIG. 7 – Influence de la résolution du MNT sur les trois moments de la distribution des indices topographiques (ou TSI pour topography-soils index) pour la découpage intermédiaire : (a) moyenne, (b) variance et (c) skew

Ces différences donnent au choix du MNT une importance particulière, et comme les distributions d’indice topographique générées par le MNT 125 mètres ne sont pas mieux approximées par une fonction gamma que les distributions générées par le MNT 75 mètres, c’est ce dernier, dont la résolution plus fine apporte une information plus précise, qui sera choisi pour les simulations.

2.3 Couverture végétale

2.3.1 Les données

On dispose d’une description de la couverture végétale du bassin versant de la Somme à une résolution de 1 km par 1 km issue de la base de données ECOCLIMAP de Météo France (Masson et al., 2001).

Pour la France, 241 classes de végétation représentant les différents écosystèmes sont considérées, parmi lesquelles 20 classes correspondent aux cultures françaises (systemes culturaux complexes, terres arables ou territoires agricoles).

Ces classes de végétation sont décrites par les paramètres suivants utilisés dans les modèles TSVA :

- profondeur totale du sol
- profondeur racinaire
- indice foliaire
- hauteur de rugosité
- albédo
- fraction recouverte de végétation

La description de la couverture végétale du bassin versant de la Somme est présentée sur la figure 8.

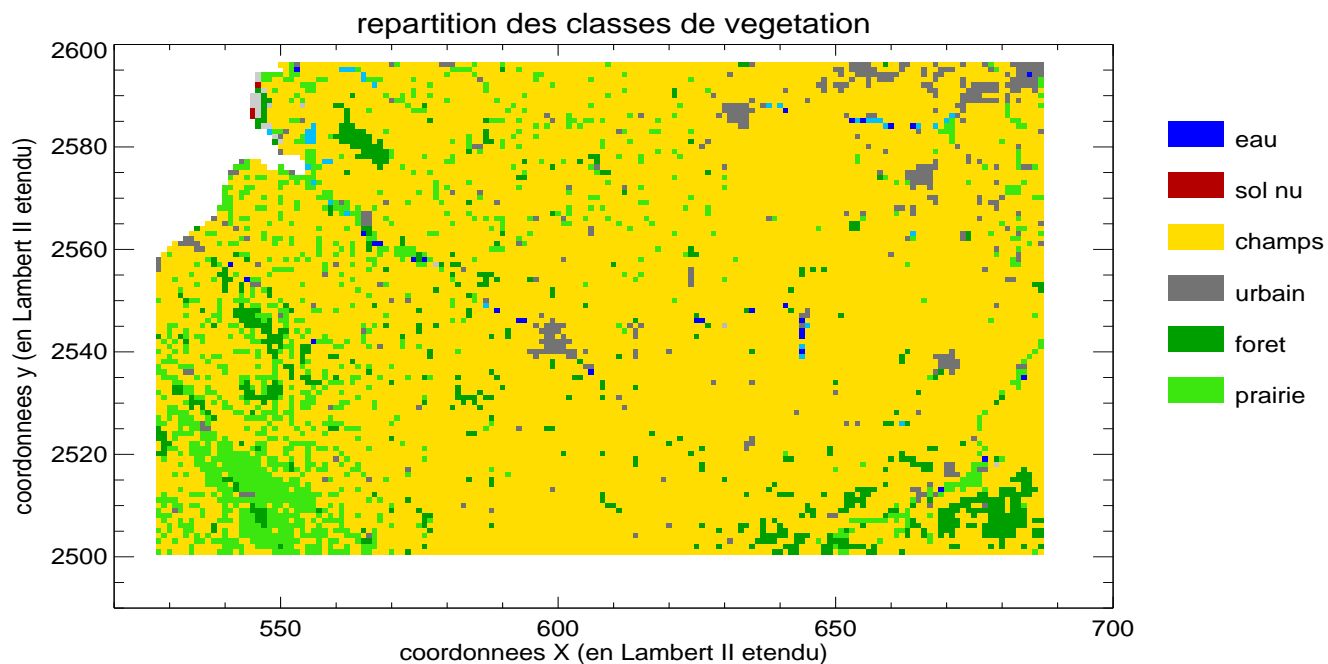


FIG. 8 – Répartition de la couverture végétale en classes ECOCLIMAP

Le bassin est largement dominé par les surfaces cultivées (83.8%), avec quelques zones urbaines (2.8% avec Amiens, Abbeville et Péronne), et des zones de prairie (4.3%) et de forêt (8.5%).

2.3.2 Adaptation pour le modèle CaB

Le modèle CaB utilise pour le calcul des flux d'eau et d'énergie en surface les paramétrisations du modèle Mosaic (Koster and Suarez, 1992; Koster and Suarez, 1996) développé par la NASA. Chaque bassin versant unitaire est divisé en sous unités homogènes qui contiennent un unique type de végétation (ou du sol nu), et les flux sont calculés séparément dans chacune de ces fractions, avant d'être moyennés sur le bassin versant unitaire pour faire varier le niveau des réservoirs décrits au paragraphe 1.2.

Le modèle Mosaic considère 8 types de végétation, auxquels sont affectés des paramètres propres de capacité calorifique, résistance de canopée, réaction au stress, caractérisation

du sol, réflectance, indice foliaire, surface recouverte de végétation, hauteur de rugosité et d'annulation du vent, densité racinaire. Ces 8 types, qui correspondent aux grands biomes naturels, sont :

1. arbres feuillus persistants
2. arbres feuillus caduques
3. arbres résineux
4. prairie
5. arbustes feuillus
6. arbres nains
7. sol nu
8. désert

La base de données ECOCLIMAP fournissant des informations plus précises, un indice de classe Mosaic est affecté à chacune des 241 classes ECOCLIMAP, afin de remplacer, au sein des fractions Mosaic considérées par CaB, les paramètres Mosaic par les données disponibles issues de la base de données ECOCLIMAP et moyennées sur ces fractions. En particulier les zones urbaines (classes ECOCLIMAP 151 à 161) sont considérées comme du sol nu, les zones cultivées (classes ECOCLIMAP 130 à 149) comme de la prairie (graminées naturelles), la forêt mixte (classes ECOCLIMAP 216 et 218) est assimilée pour moitié à des feuillus caduques, pour moitié à des résineux.

Pour chaque bassin versant, 4 fractions Mosaic (classes 2, 3, 4 et 7) seront donc identifiées. La profondeur totale en entrée du modèle sera prise à 10 mètres, soit largement plus que la profondeur de sol donnée par ECOCLIMAP (de l'ordre de 2 mètres), afin de simuler des écoulements souterrains.

2.4 Description du sol

Les paramètres qui décrivent le sol sont, outre les profondeurs totale et racinaire fournies par la base de donnée ECOCLIMAP :

- la porosité θ (exprimée en pourcentage de saturation)
- le coefficient b (Clapp and Hornberger, 1978) qui relie le le potentiel matriciel à l'humidité dans la zone non saturée
- le potentiel matriciel à saturation Ψ_{sat} [L]
- le point de flétrissement permanent wp (exprimé en pourcentage de saturation)
- la perméabilité à saturation en surface K_0 [L.T⁻¹] (cf. description de TOPMODEL, paragraphe 1.1)
- le facteur de décroissance exponentielle de la perméabilité à saturation avec la profondeur ν [L⁻¹] (cf. description de TOPMODEL, paragraphe 1.1)

Dans un premier temps ν et wp seront pris constants *a priori* (cf. tableau 1), mais ces paramètres devront être calés.

Les autres paramètres dépendent de la classe texturale du sol : douze classes texturales sont définies dans le triangle des sols USDA (U.S. Department of Agriculture), en fonction

de la teneur du sol en argile, en sable et en limon, qu'il est possible de ramener à quatre grandes classes, présentées sur la figure 9.

La base de donnée ECOCLIMAP fournit la teneur en sable et en argile du sol de chaque maille de 1km², ce qui permet de déterminer sa classe texturale. En reportant ces teneurs sur le triangle des textures (Figure 9) , on dégage deux classes texturales pour le bassin versant de la Somme, sols limoneux et "loams", dont la répartition géographique est présentée sur la figure 10 : les sols limoneux sont sur les plateaux, et les "loams" dans les vallées alluviales.

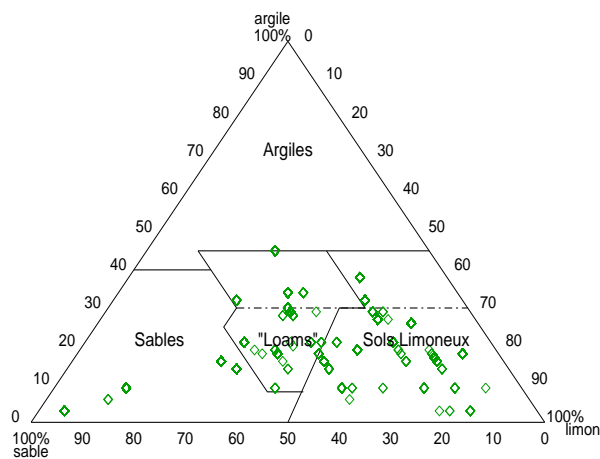


FIG. 9 – Triangle des textures de sol USDA et répartition des mailles ECOCLIMAP

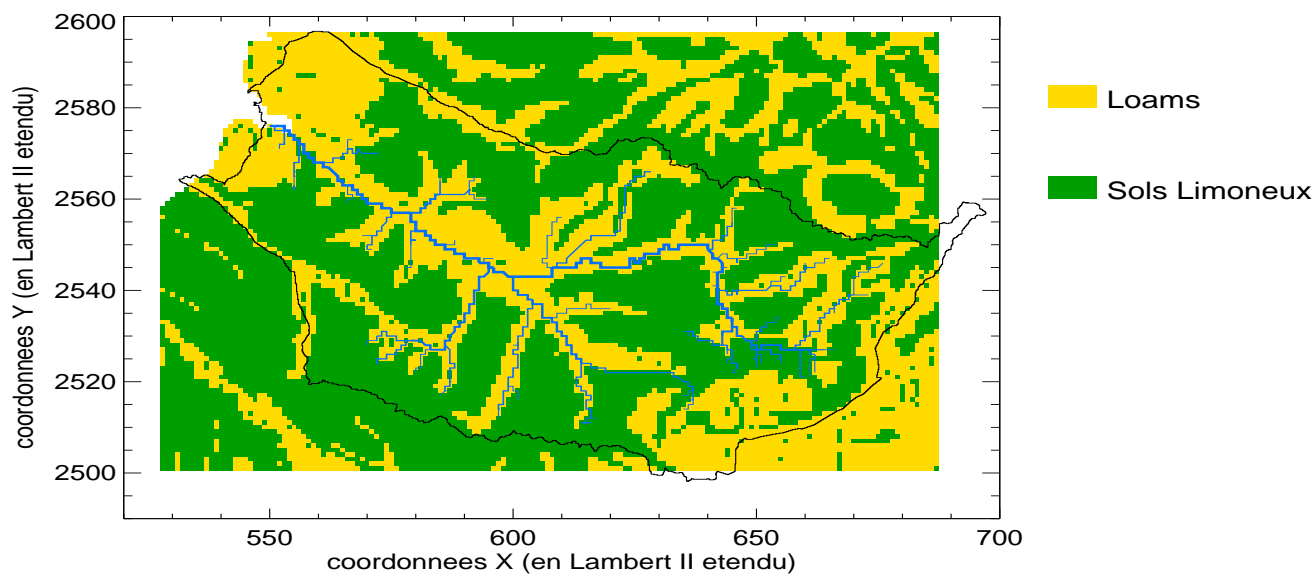


FIG. 10 – Répartition géographique des deux classes texturales dominantes sur le bassin versant de la Somme

Pour chacune des classes texturales, différentes valeurs des paramètres de sol ont été identifiées (Cosby et al., 1984). Notons que la valeur de conductivité hydraulique à saturation n'est cependant pas la valeur observée en surface K_0 , mais une valeur K_{sc} observée dans un sol compacté, à 2 mètres de profondeur (Stieglitz et al., 1997). K_0 est obtenue à partir de K_{sc} grâce à l'équation 1.

Les valeurs de paramètres de sol adoptées pour les deux classes considérées pour modéliser le bassin versant de la Somme sont regroupées dans le tableau 1 :

	Loams	Limons
θ	0.439	0.476
$K_{sc}(m.s^{-1})$	$3,38.10^{-5}$	$2,81.10^{-5}$
$K_0(m.s^{-1})$	$3.93.10^{-3}$	$3.27.10^{-3}$
b	5.25	5.33
$\Psi_{sat}(cm)$	-0.3548	-0.7586
ν	3.26	3.26
wp	0.35	0.35

TAB. 1 – Paramètres de sol utilisés pour les simulations, d'après Cosby, 1984

3 Simulations et résultats

3.1 Mode opératoire

Les lames d'eau écoulées simulées sont le terme de contrôle : elles sont comparées aux débits observés exprimés en lame d'eau.

Ces deux termes sont comparables dans la mesure où l'on néglige le temps de propagation de l'eau dans le réseau de drainage : il n'y a pas de modèle hydraulique dans CaB. Dans le cas de la Somme, qui est un petit bassin versant (5560 km² pour le bassin versant contributif d'Abbeville, avec un drain principal d'environ 200 km), le temps caractéristique est inférieur à la journée. Puisque seuls les bilans journaliers seront analysés, cette approximation est pleinement justifiée.

3.1.1 Critères de contrôle

Les critères de contrôle sont les critères classiques en hydrologie, biais et critère de Nash.

- le biais quantifie l'erreur sur la moyenne des débits simulés \bar{q}_{sim} sur la période par rapport à la moyenne des débits observés \bar{q}_{obs} . Il s'exprime en % :

$$biais = \frac{\bar{q}_{obs} - \bar{q}_{sim}}{\bar{q}_{obs}} * 100 \quad (7)$$

Le biais est nul si le modèle est parfait.

- le critère de Nash compare l'écart quadratique moyen des débits simulés q_{sim} aux débits observés q_{obs} par rapport à la variance :

$$Nash = 1 - \frac{\sum (q_{obs} - q_{sim})^2}{\sum (q_{obs} - \bar{q}_{obs})^2} \quad (8)$$

Le critère de Nash varie entre $-\infty$ et 1. Il vaut 1 pour le modèle parfait, 0 pour le modèle dit "naïf", où le débit simulé est constant et égal à la moyenne des débits observés. On considère que la simulation est correcte pour des valeurs du critère de Nash supérieures à 0,7.

Le critère de Nash est calculé ici sur les valeurs décadaires de lame d'eau écoulée.

3.1.2 Données de validation

On dispose de mesures journalières de débit effectuées en 5 stations réparties sur le bassin versant, une sur la Somme elle-même, au niveau d'Abbeville, et les 4 autres sur ses affluents principaux : l'Hallue, l'Avre, la Selle et la Nièvre (Figure 3a). Seules les mesures réalisées à Abbeville ont été utilisées, puisque cette station offre un point de comparaison entre les trois découpages.

3.2 Premières simulations

Les premières simulations sont effectuées avec les paramètres d'entrée décrits dans la partie 2, adaptés pour les trois découpages.

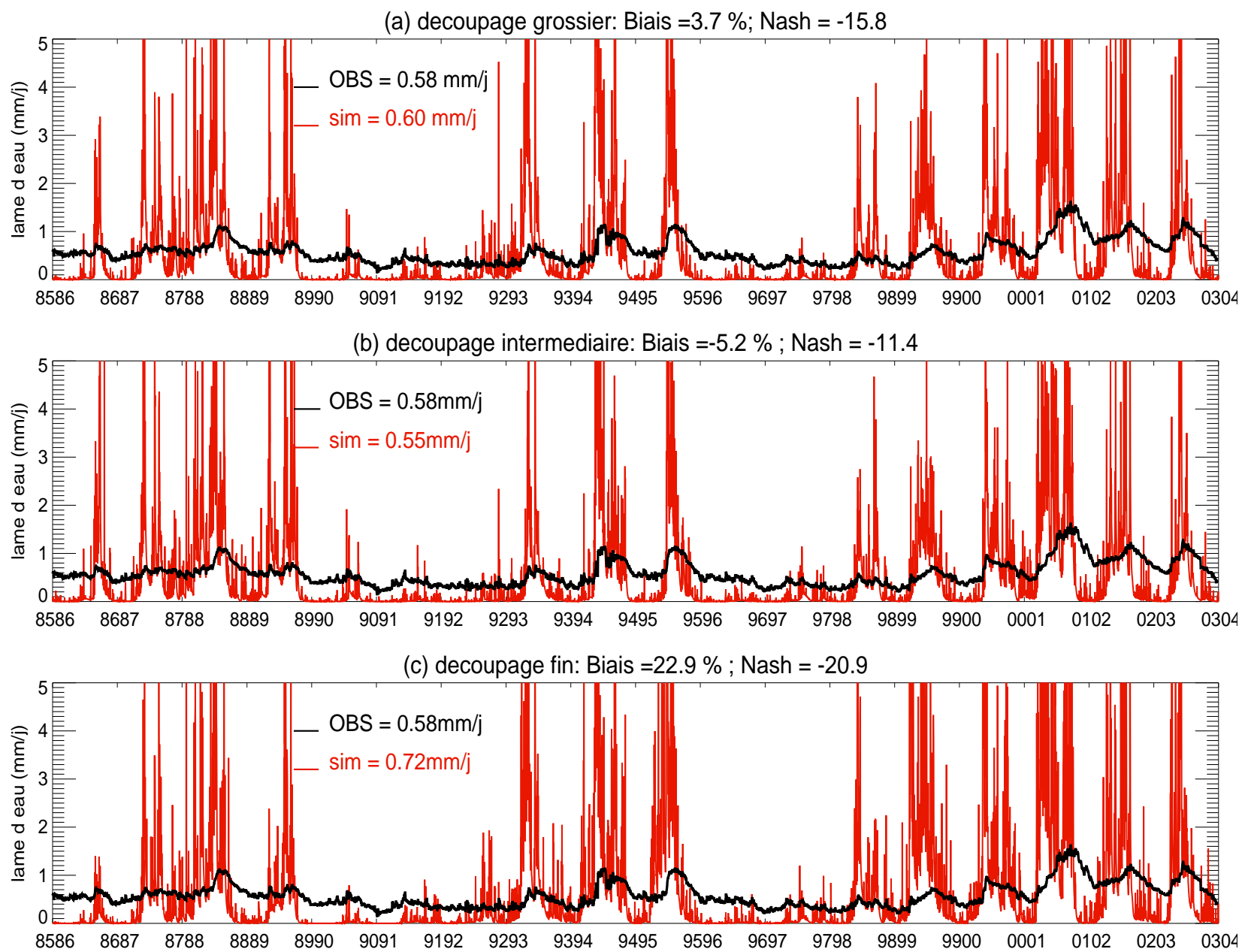


FIG. 11 – Premières simulations : lames d'eau écoulées en moyenne sur le bassin versant d'Abbeville simulées aux résolutions (a) grossière (b)intermédiaire et (c) fine .vs. lame d'eau observée à la station d'Abbeville

La figure 11 présente les lames d'eau écoulées en moyenne sur le bassin versant d'Abbeville, observées et simulées aux trois résolutions, entre août 85 et août 2003.

Les bilans d'eau sont corrects (la moyenne de la lame d'eau simulée est proche de la moyenne de la lame d'eau observée, cf. Figure 11), mais la dynamique saisonnière est très mal décrite, comme en témoignent les biais et les critères de Nash. Les écoulements simulés présentent un contraste très important entre les étiages et les crues, et ce pour les trois résolutions, alors que les écoulements observés sont justement d'une régularité surprenante au cours d'une année hydrologique.

Les différences entre les trois résolutions sont peu marquées, en tout cas elles ne permettent pas d'expliquer pourquoi les lames d'eau simulées sont si loin de la réalité. L'effet de la résolution sur les performances du modèle CaB ne jouant pas au premier ordre, les analyses et améliorations proposées par la suite seront réalisées uniquement sur le découpage grossier, qui demande un temps de calcul largement plus court et permet une analyse globale.

3.3 Tentatives de calage : influence de la conductivité

Les résultats des simulations seront étudiés sur la période août 90 - août 98. Cette période a été choisie car la période août 85 - août 90 est potentiellement perturbée par des effets d'initialisation du modèle, et la période août 98 - août 2003 est particulière, avec une remontée de nappe qui a provoqué les inondations de 2001. Au vu des premières simulations décrites dans le paragraphe 3.2, on peut douter que cette remontée de nappe soit correctement décrite par le modèle. La pluie et le débit observé au cours de cette période sont présentés sur la figure 12.

La pluie moyenne sur la période est de 1,93 mm/j et la lame d'eau moyenne de 1,45 mm/j.

Deux paramètres permettent de faire varier la conductivité :

- la conductivité hydraulique à saturation en surface K_0
- le paramètre ν qui conditionne la diminution de la conductivité hydraulique à saturation en profondeur à partir de la valeur K_0

Différentes simulations sont conduites en combinant les valeurs de K_0 et ν reportées dans le tableau 2.

Les fortes valeurs de conductivité ne doivent pas choquer, car il a été montré (Franchini et al., 1996) qu'elles ne reflètent aucune réalité physique : plus la taille du MNT augmente, plus cette valeur doit être prise élevée pour compenser l'augmentation de la moyenne de l'indice topographique évoquée dans le paragraphe 2.2.3.

K_0 (m.s ⁻¹)	3,53.10 ⁻⁴	3,53.10 ⁻³	3,53.10 ⁻²	3,53.10 ⁻¹
ν (m ⁻¹)	1,8	2,17	3,26	4

TAB. 2 – Valeurs de K_0 et ν testées

Ces simulations ont clairement montré l'impact de la conductivité sur les flux simulés.

Il apparaît qu'une conductivité très forte ($K_0 = 3,53.10^{-1}$ m.s⁻¹ et $\nu = 1,8$ m⁻¹) permet de simuler des étiages soutenus. Par contre, le pic de crue est toujours beaucoup trop fort,

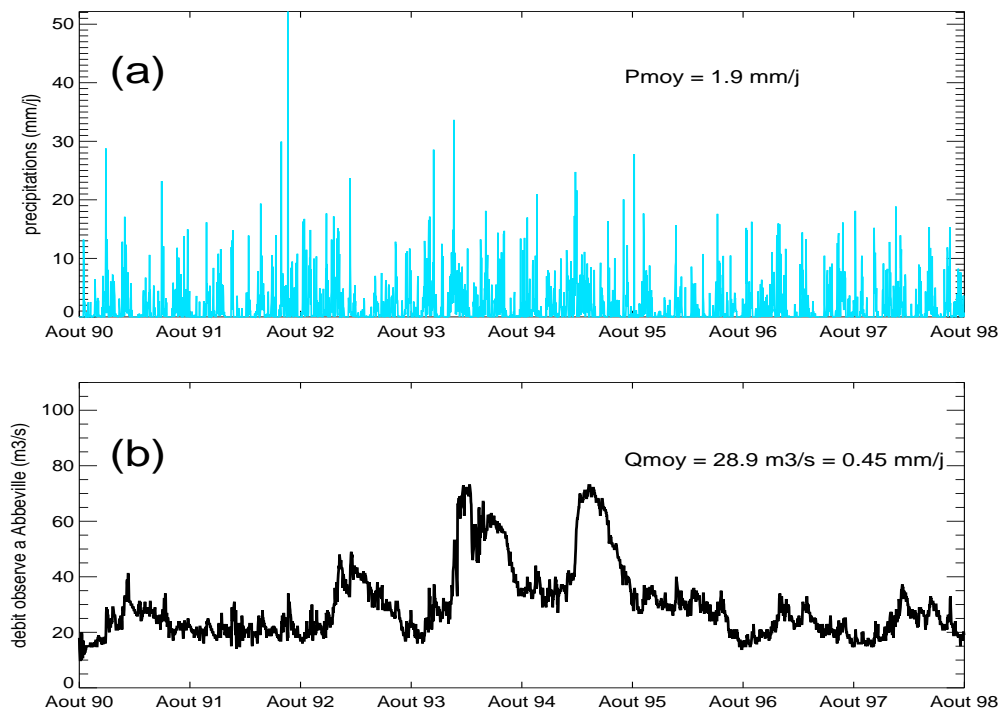


FIG. 12 – (a) Pluie journalière moyenne sur le bassin versant contributif d’Abbeville et (b) débit journalier observé à la station d’Abbeville entre août 1990 et août 1998

comme le montre la figure 13, où sont comparés les écoulements simulés avec les paramètres de conductivité *a priori* du tableau 1 et ceux obtenus avec la plus forte conductivité de la gamme de calage.

Pour mieux analyser l’influence de ces paramètres sur le comportement du système, il est intéressant de comparer les moyennes annuelles des différents flux pour la période considérée (cf. tableau 3), ainsi que leurs variations saisonnières sur une année hydrologique. L’année 1992-1993 a été choisie pour son caractère moyen, ni trop sèche ni trop humide (avec une pluie moyenne de 2,11 mm/j à comparer aux 1,93 mm/j sur la période de travail), et les flux mensuels sont présentés sur la figure 14.

	ν (m^{-1})	K_0 ($m.s^{-1}$)	lame d’eau écoulee (mm/j)	ruissellement de surface (mm/j)	débit de base (mm/j)	ETR (mm/j)
sim1	1,8	$3,5.10^{-1}$	0,445	0,016	0,429	1,441
sim2	3,26	$3,5.10^{-3}$	0,426	0,179	0,247	1,463

TAB. 3 – Bilans comparés sur deux simulations pour la période août 90 - août 98

Alors que les écoulements moyens sur la période août 90 - août 98 sont du même ordre, il apparaît que dans le système le moins conducteur représenté par la simulation 2 ($K_0 = 3,53.10^{-3} m.s^{-1}$ et $\nu = 3,26 m^{-1}$), le ruissellement de surface est beaucoup plus important que dans le système très conducteur représenté par la simulation 1, avec une contri-

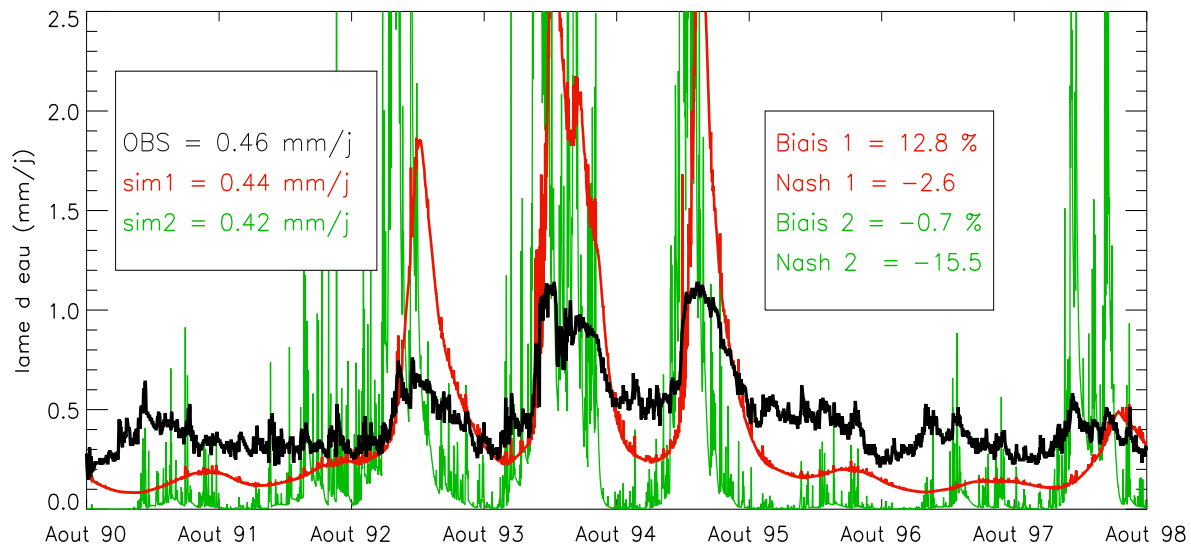


FIG. 13 – Ecoulements moyens sur le bassin versant d’Abbeville simulés pour $K_0 = 3,53 \cdot 10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 1,8 \text{ m}^{-1}$ (sim1 en rouge), et pour $K_0 = 3,53 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 3,26 \text{ m}^{-1}$ (sim2 en vert) .vs. lame d’eau observée à Abbeville (en noir) sur la période août 90 - août 98

bution de presque 40% à l’écoulement total (contre moins de 4% pour la simulation 1). En effet, ce système peu conducteur se sature beaucoup plus vite, le ruissellement est uniquement généré au niveau des surfaces saturées (cf paragraphe 1.1). Ce lien entre surface saturée et ruissellement de surface peut être vérifié en comparant les figures 14b et 14e qui présentent respectivement les variations de la lame d’eau ruissellée et de la fraction saturée du bassin versant. Cette fraction saturée est toujours très faible pour le système très conducteur qui évacue rapidement l’eau vers l’exutoire du bassin versant (0.7% du bassin saturé en moyenne sur la période), et peut en revanche atteindre 30% en hiver dans le cas du système peu conducteur.

Les valeurs d’évapotranspiration sont relativement voisines, et représentent environ 70% de la pluie. On note une quasi absence de fraction stressée (dans laquelle les plantes ne transpirent pas et l’évaporation est très faible) pour les deux simulations (Figures 14e et 14f).

Les moyennes mensuelles sur l’année 1992-1993 permettent par ailleurs d’examiner les variations saisonnières, et de constater que le système le moins conducteur a un temps de réaction très faible : le signal de la pluie est transmis à l’exutoire en hiver avec peu de retard, sous forme de ruissellement (Figure 14b). Le système le plus conducteur le transmet de manière retardée sous forme d’écoulement de subsurface (Figure 14c).

Intuitivement, ce deuxième mode de fonctionnement semble plus proche du fonctionnement du bassin, mais on touche vite aux limites de cet effet : une grande conductivité rend les transferts de subsurface eux mêmes assez rapides, et ce type de calage ne permet donc pas d’obtenir des simulations acceptables du débit à Abbeville.

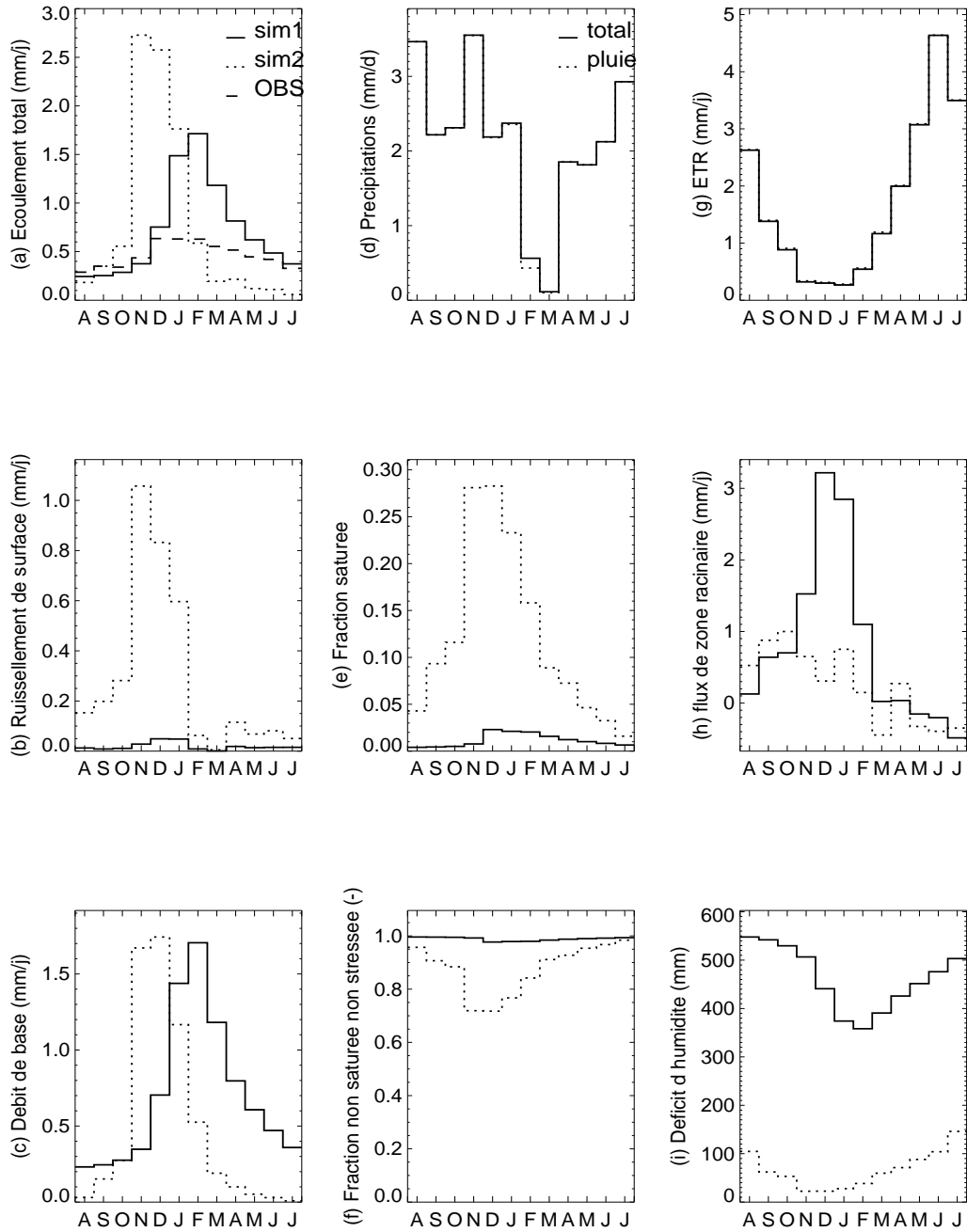


FIG. 14 – Moyennes mensuelles (a) de la lame d'eau écoulee (b) du ruissellement de surface (c) du débit de base (d) des précipitations en mm/j (e) de la fraction saturée (f) de la fraction non saturée et non stressée (g) de l'évapotranspiration (h) du flux de zone racinaire en mm/j et (i) du déficit d'humidité en mm pour deux jeux de paramètres : $K_0 = 3,53 \cdot 10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 1,8 \text{ m}^{-1}$ (sim1 en trait plein) et $K_0 = 3,53 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 3,26 \text{ m}^{-1}$ (sim2 en pointillés), pour l'année 1992-1993

Conclusion Le calage des paramètres de conductivité ne permet pas de résoudre le problème de l'irrégularité des écoulements simulés. On parvient tout au plus à réduire le ruissellement de surface en augmentant la conductivité, et à retarder ainsi l'écoulement qui est transmis à l'exutoire via la zone saturée. Mais la grande conductivité limite ce retard dans la mesure où elle augmente la vitesse de l'écoulement de subsurface. Il semble donc nécessaire de décorrélérer les transferts verticaux, qui alimentent la zone saturée, des transferts horizontaux, qui amènent l'eau à l'exutoire. Cette décorrélation peut être assurée par une anisotropie de la conductivité.

3.4 Introduction d'une conductivité anisotrope

L'introduction d'une anisotropie dans la conductivité permet de privilégier un axe d'écoulement. Pour tenter de conserver l'effet retard dû à une grande conductivité sans pour autant trop accélérer les écoulements de subsurface, une anisotropie privilégiant l'axe vertical a été introduite : la conductivité est prise jusqu'à 10 fois plus grande dans la direction verticale que dans la direction horizontale.

Cette anisotropie est sans effet : sur la figure 15, les écoulements simulés avec les paramètres de la simulation 1 précédente ($K_0 = 3,53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 1,8 \text{ m}^{-1}$) sont comparés à ceux issues de la simulation 3, où la conductivité horizontale vaut $K_0^{vertical} = 3,53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $K_0^{horizontal} = 3,53.10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$, $\nu = 1,8 \text{ m}^{-1}$.

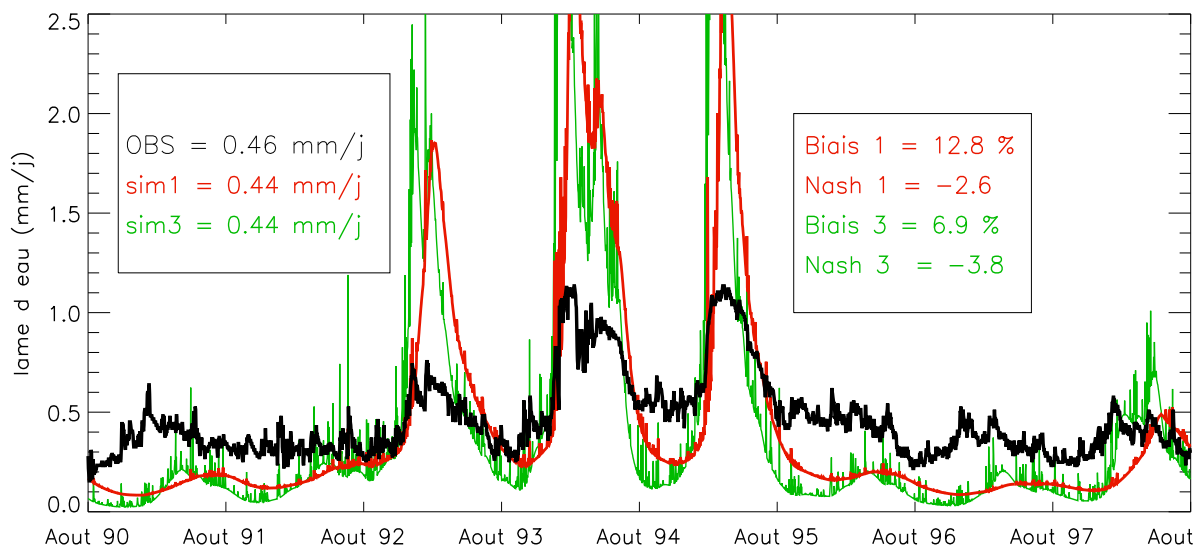


FIG. 15 – Ecoulements simulés pour $K_0 = 3,53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$, $\nu = 1,8 \text{ m}^{-1}$ (sim1 en rouge), et pour $K_0^{vertical} = 3,53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $K_0^{horizontal} = 3,53.10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$, $\nu = 1,8 \text{ m}^{-1}$ (sim3 en vert) .vs. lame d'eau observée à Abbeville (en noir) sur la période août 90 - août 98

Le débit de base est quasiment inchangé, tandis que fraction saturée et ruissellement sont augmentés par l'introduction de cette anisotropie (Figure 16), ce qui est contraire à l'effet recherché.

Finalement, les effets de cette modification sont peu différents d'une simple modification des paramètres sur une conductivité isotrope. L'infiltration est préférentiellement dirigée

vers le réservoir principal (Figure 2), mais elle est immédiatement reprise par le flux de subsurface : aucun stockage n'est constaté.

De même les paramètres de transfert entre le réservoir de subsurface et le réservoir principal sont modifiés pour diriger les écoulements vers la profondeur, sans succès.

Conclusion Il semble donc que le réservoir principal soit incapable de stocker suffisamment d'eau pour jouer le rôle de tampon tenu par la nappe de la craie. Cette conclusion appelle une étude plus approfondie de ce réservoir.

3.5 Etude de la dynamique du réservoir principal

Pour mieux comprendre les phénomènes mis en jeu dans le cas du système conducteur représenté par la simulation 1 ($K_0 = 3,53 \cdot 10^{-1}$ et $\nu = 1,8$), qui reste à ce stade la meilleure simulation parmi les différentes paramétrisations testées, la dynamique du réservoir principal a été étudiée.

3.5.1 Etude de la recharge

Cette impossibilité de stocker de l'eau dans le réservoir principal lors des simulations impose une étude des conditions de recharge.

Comme le montre la figure 2, le réservoir principal est soumis à deux flux :

- le débit de base, dont on a vu qu'il était responsable de plus de 90% du débit en moyenne dans le cas étudié. Il varie avec la profondeur de la nappe (cf. équation 5)
- le flux de zone racinaire qui le remplit en hiver et le vide en été. Son intensité est fonction des flux de surface (qui résultent en un excès d'humidité dans le réservoir de zone racinaire) et de la profondeur de la zone saturée

Il est donc nécessaire d'étudier séparément ces deux flux pour quantifier la recharge et la vidange du réservoir principal.

Le débit de base Les variations du débit de base en fonction du déficit d'humidité du bassin versant unitaire sont représentées sur la figure 17a.

Le déficit d'humidité du bassin versant unitaire M_D est utilisé dans CaB pour décrire le niveau de remplissage du réservoir principal, et il est lié à la profondeur moyenne de la zone saturée \bar{z} par une des fonction d'approximation du modèle (cf. paragraphe 1.2 et Figure 17 b).

$$M_D = A(\bar{z} + B)^2 \quad (9)$$

où A et B sont des constantes calées (Ducharne et al., 2000).

La nature trop réactive du système apparaît clairement sur cette courbe, où l'on voit que le débit de base est quasi nul pour des valeurs de déficit d'humidité dépassant 300 mm,

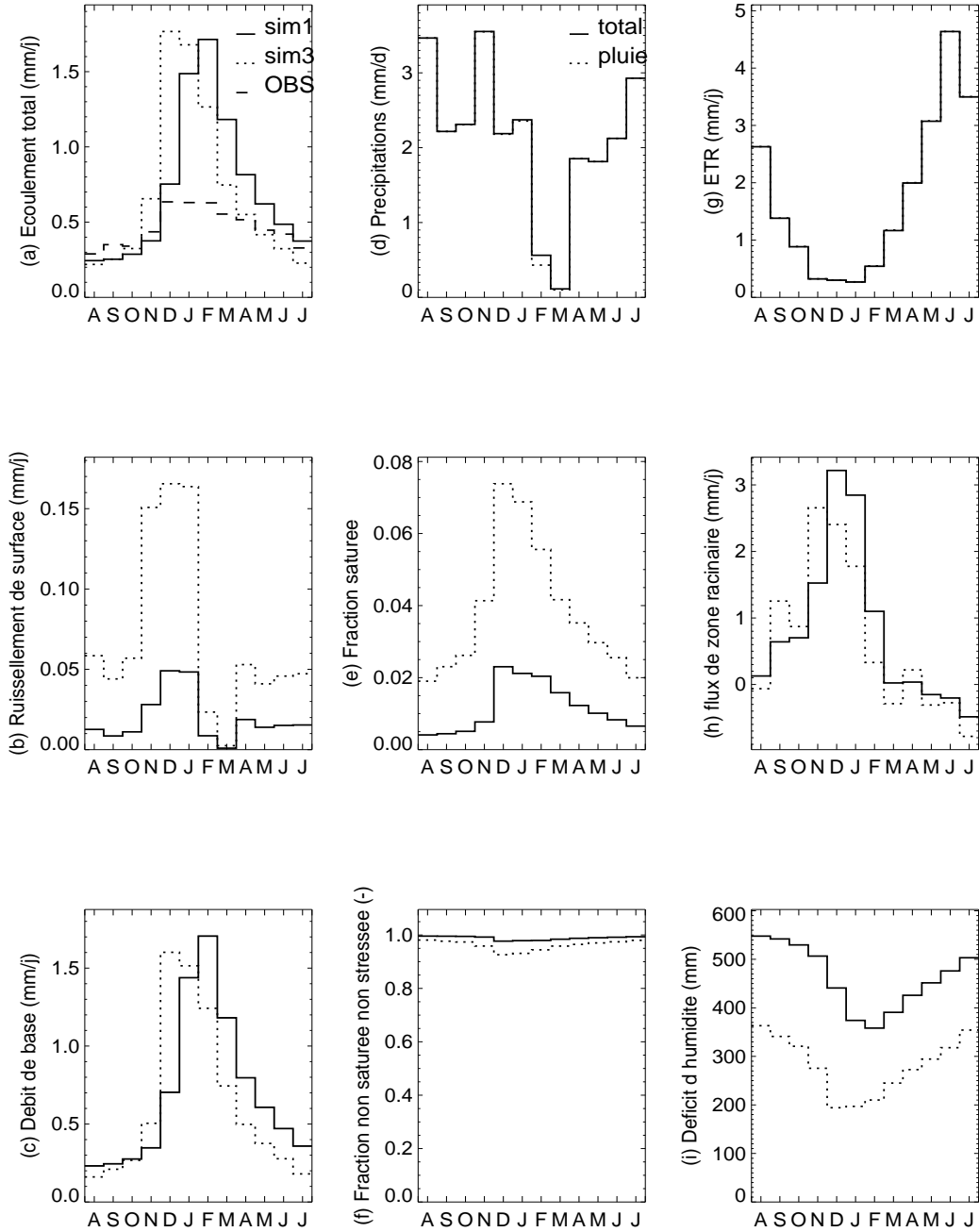


FIG. 16 – Moyennes mensuelles (a) de la lame d'eau écoulee (b) du ruissellement de surface (c) du débit de base (d) des précipitations en mm/j (e) de la fraction saturée (f) de la fraction non saturée et non stressée (g) de l'évapotranspiration (h) du flux de zone racinaire en mm/j et (i) du déficit d'humidité en mm pour deux jeux de paramètres : $K_0 = 3,53 \cdot 10^{-1}$ et $\nu = 1,8$ (sim1 en trait plein) et $K_0^{vertical} = 3,53 \cdot 10^{-1}$ et $K_0^{horizontal} = 3,53 \cdot 10^{-1}$, $\nu = 1,8$ (sim3 pointillés), pour l'année 1992-1993

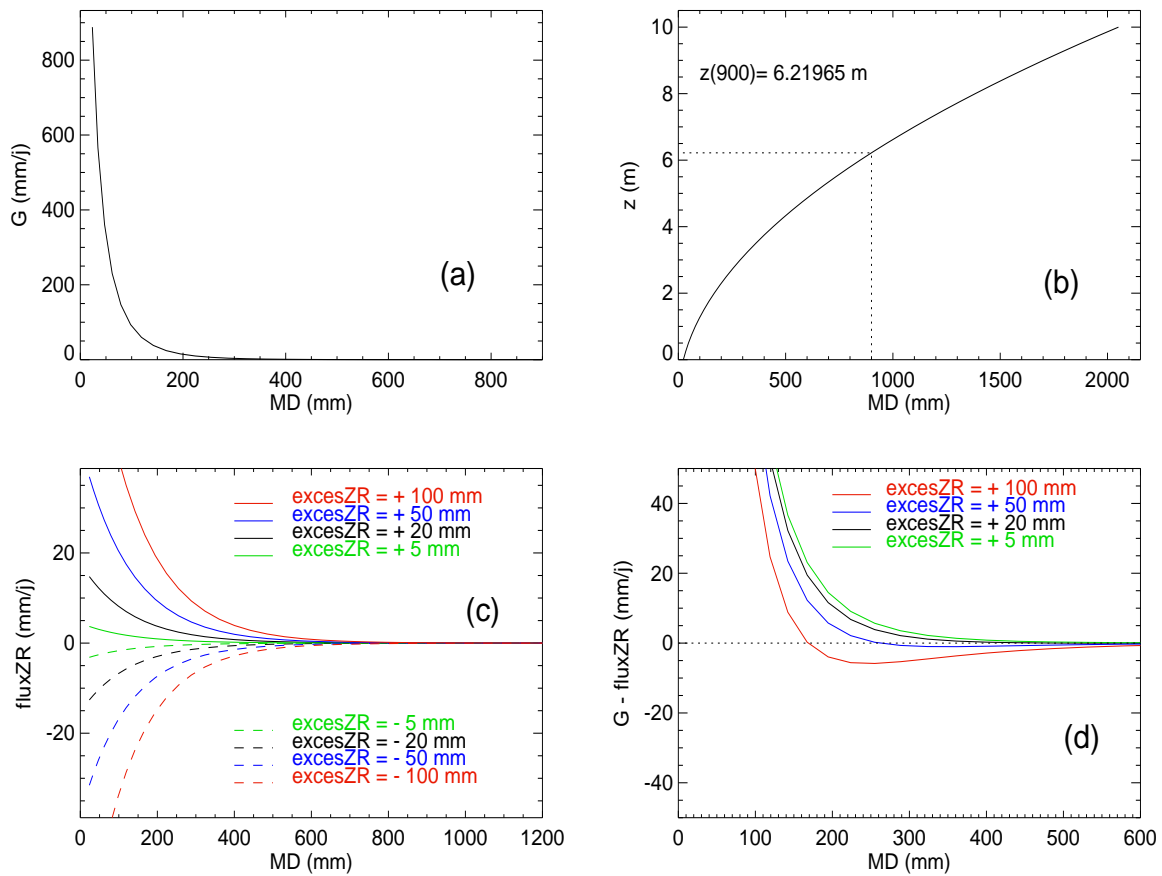


FIG. 17 – Etude de la recharge du réservoir principal : (a) débit de base G en fonction du déficit d’humidité du bassin versant unitaire M_D , (b) relation entre déficit d’humidité M_D et profondeur moyenne de la zone saturée z (c) flux de zone racinaire ($fluxZR$) en fonction du déficit d’humidité M_D pour différents excès d’humidité dans le réservoir de zone racinaire ($excesZR$) (d) Recharge/vidange du réservoir principal ($G - fluxZR$) en fonction du déficit d’humidité M_D pour différents excès d’humidité dans le réservoir de zone racinaire ($excesZR$)

c’est-à-dire en période sèche, mais augmente très rapidement dès que le déficit devient inférieur à une valeur seuil d’environ 100 mm, c’est-à-dire lorsque la zone saturée remonte en période de hautes eaux.

Ceci explique les variations importantes dans les écoulements simulés (Figure 13) : de fortes valeurs en hautes eaux dues essentiellement à un débit de base important, et de très faibles valeurs en basses eaux, lorsque la zone saturée est basse et les pluies peu abondantes.

Les fortes valeurs de conductivité utilisées dans la simulation 1 ne permettent pas d’atteindre la valeur de déficit d’humidité de 300 mm et donc de conserver des étiages soutenus, ce qui n’était pas le cas pour les simulations avec des conductivités plus faibles, comme la simulation 2.

Le flux de zone racinaire La figure 17c montre les variations du flux de zone racinaire, qui alimente le réservoir principal en hiver (l'excès de zone racinaire est alors positif), et est prélevé dans ce même réservoir en été (l'excès de zone racinaire est alors négatif).

La recharge La combinaison de ces deux flux permet d'estimer la recharge. La figure 17d montre bien que la recharge (qui a lieu lorsque le débit de base, qui vidange le réservoir, est inférieur au flux de zone racinaire qui le remplit, soit $G - fluxZR < 0$), est assez rare, et ne se produit que lorsque l'excès de zone racinaire est important (supérieur à 50 mm) et la zone saturée entre 2 et 4 mètres de profondeur environ.

Conclusion La recharge du réservoir ne se produit donc que de manière occasionnelle certaines années particulièrement humides, lorsque la zone saturée est déjà suffisamment haute et que les précipitations sont importantes.

En réalité, ce phénomène se produit systématiquement en hiver, de sorte que les écoulements sont limités en période de hautes eaux et alimentés par ce réservoir en période de basses eaux.

3.5.2 Etude des courbes de récession

Un étude des variations du débit observé pourrait également permettre de caractériser le réservoir principal "réel" en déterminant les paramètres K_0 et ν . Ces paramètres peuvent en effet être déduits de l'étude de la récession du système, c'est-à-dire sa vidange lorsqu'il n'est plus alimenté (Beven and Kirkby, 1979).

Le débit de base peut être exprimé dans ce cas sous la forme suivante (Ambroise et al., 1996) :

$$G = G_s \left(1 + \frac{t}{t_s}\right)^{-1} \quad (10)$$

avec t_s temps caractéristique du réservoir :

$$t_s = \frac{A}{\nu G_s} \quad (11)$$

où A est l'aire du bassin versant et G_s le débit de base au début de la récession.

Soit :

$$\frac{1}{G} - \frac{1}{G_s} = \frac{1}{G_s t_s} * t = \frac{\nu}{A} * t \quad (12)$$

En d'autres termes, la quantité $1/G - 1/G_s$ est une fonction linéaire du temps en période de récession. Dès lors, si l'on trouve une phase de récession au cours de laquelle le réservoir n'est pas rechargé, l'étude de $1/G - 1/G_s$ donnera des informations sur les paramètres du réservoir réel. Une telle phase de récession a lieu lorsque l'apport pluvieux est nul, ou du moins repris par évaporation.

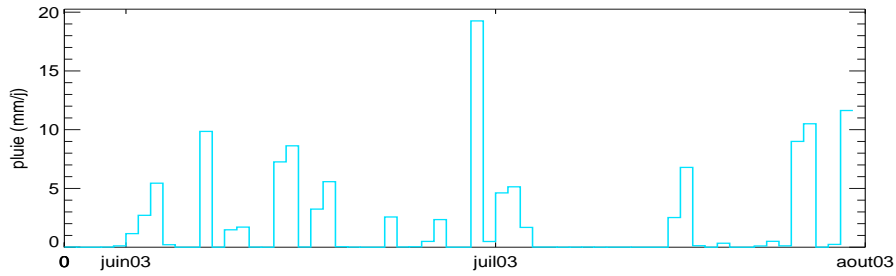


FIG. 18 – Pluie moyenne journalière pour la période de récession juin-août 2003

Dans le cas du bassin versant de la Somme, et sur la période que couvre cette étude, On peut considérer que la période juin-août 2003, dont la pluie est présentée sur la figure 18, est une période de récession.

Une régression linéaire est alors réalisée sur la quantité $1/G - 1/G_s$, G étant ici le débit observé, avec un débit initial G_s de $44 \text{ m}^3/\text{s}$, afin de déterminer le coefficient ν/A (Figure 19a). Le débit de récession est correctement reproduit par ce modèle de vidange, comme le montre la figure 19 b.

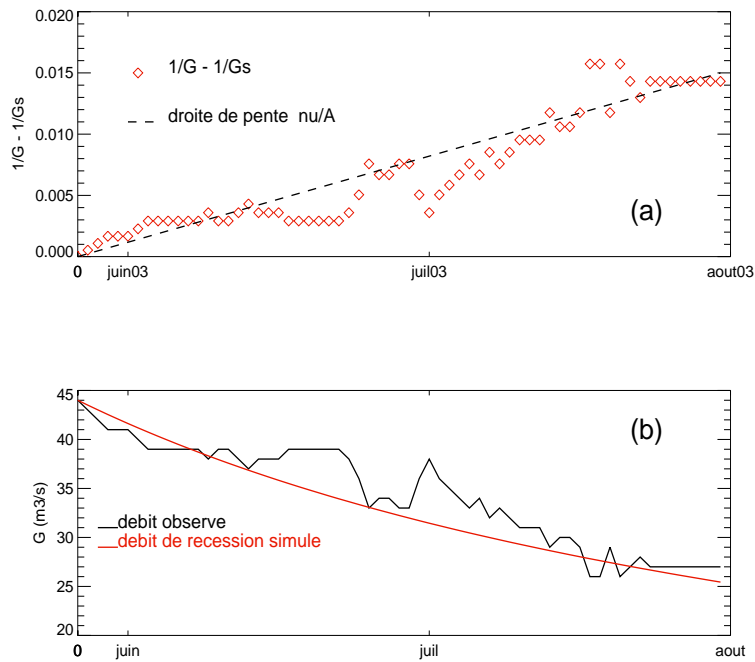


FIG. 19 – (a) Régression linéaire sur $1/G - 1/G_s$ ($G_s = 44 \text{ m}^3/\text{s}$) et (b) tracé du débit de vidange .vs. débit observé

Cependant les constantes issues cette analyse révèlent une incohérence entre le modèle et la réalité. En effet la pente de la régression linéaire donne :

- $t_s = 86$ j, ce qui est cohérent avec l'observation : le réservoir se remplit en hiver et se vide lentement de sorte que les débits d'étiage, six mois plus tard, sont soutenus. Un temps caractéristique de 3 mois paraît donc raisonnable
- $\nu = 17 \text{ m}^{-1}$, ce qui paraît difficilement conciliable avec la réalité. En effet, le paramètre ν a été défini au paragraphe 1.1 comme l'inverse d'une longueur caractéristique de la décroissance exponentielle de la conductivité. Avec une telle valeur de ν , cette longueur caractéristique serait de 6 cm, ce qui est totalement incohérent.

Conclusion Il existe une incohérence manifeste entre le fonctionnement du système réel et celui du schéma de simulation

3.6 Bilan des analyses

L'étude comparée du système réel et du système simulé par CaB avec différents jeux de paramètres amène à la conclusion que les écoulements souterrains du bassin versant de la Somme ne peuvent être reproduits avec le système de réservoirs de CaB.

Ceci était prévisible, puisque TOPMODEL est conçu pour reproduire le comportement de petits bassins versants peu profonds, et il est suggéré (Beven and Kirkby, 1979) lorsque des bassins versants plus grands, où les écoulements souterrains ont plus d'importance, sont étudiés, d'ajouter un réservoir souterrain qui décrit réellement une nappe et non la nappe perchée conceptuelle décrite au paragraphe 1.3.

Cette réflexion conduit à penser que le couplage avec MODCOU, envisagé dans le cadre du projet PNRH, pourra conduire à de bons résultats, dans la mesure où ce réservoir additionnel sera remplacé par un vrai modèle hydrogéologique.

4 Mise en place d'un réservoir capacitif

On se limitera ici à la mise en place d'un réservoir qui n'a pas l'ambition de simuler la nappe de la Craie, mais simplement de résoudre de manière artificielle les deux problèmes mis en lumière par l'analyse des résultats dans la partie 3 :

- le stockage : le nouveau réservoir devra permettre de stocker plus d'eau que le réservoir principal (cf. paragraphe 3.4)
- le retard : il devra se vidanger suffisamment lentement pour que l'eau accumulée en hiver puisse être restituée en été (cf. paragraphe 3.5.2)

4.1 Description du réservoir

Le nouveau réservoir a pour but de donner au réservoir principal, qui reste le coeur du modèle, une capacité de stockage qui lui fait défaut pour simuler un système de grande inertie comme le bassin versant de la Somme, ainsi qu'un retard dans la transmission du flux de subsurface.

4.1.1 Nouveau schéma de fonctionnement

La nouvelle répartition des flux est présentée sur la figure 20 :

- le flux de zone racinaire est envoyé/prélevé directement dans le réservoir capacitif
- le réservoir capacitif se vidange linéairement dans le réservoir principal, avec une constante de temps à caler.

4.1.2 Etude de la vidange du réservoir capacitif

Dans une optique de simplicité, on choisit un réservoir à vidange linéaire. Le coefficient de vidange est c . La vidange est décrite de manière discrète par l'évolution de S_n , stock dans le réservoir capacitif au pas de temps n :

$$S_{n+1} - S_n = -cS_n \quad (13)$$

D'où

$$S_n = S_0(1 - c)^n \quad (14)$$

Ou encore

$$S_n = S_0 \exp\left(-\frac{n}{n_c}\right) \quad (15)$$

Avec

$$n_c = -\frac{1}{\ln(1 - c)} \quad (16)$$

La quantité n_c peut donc être interprétée comme un nombre de pas de temps définissant le temps caractéristique du réservoir capacitif. C'est donc le paramètre c qui devra être calé.

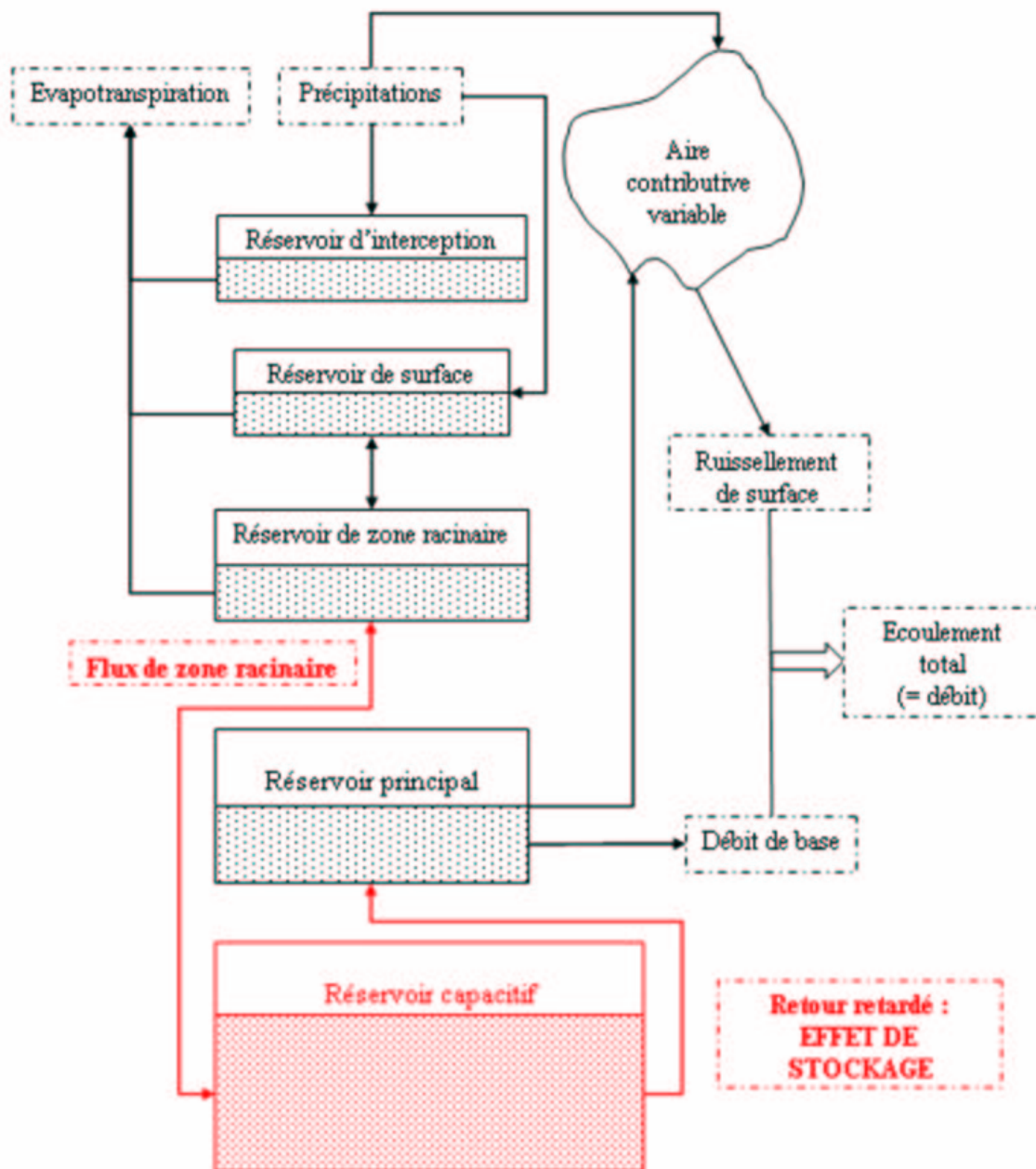


FIG. 20 – Représentation schématique du bassin versant dans TOPMODEL modifié

4.1.3 Algorithme codant le réservoir capacitif

Dans le code, on ne travaille qu'en mode discret : les flux sont des lames d'eau échangées entre réservoirs au cours d'un pas de temps

A chaque pas de temps, la lame d'eau issue de la zone racinaire $fluxZR\Delta t$ est "ajoutée" au stock S du réservoir capacitif (*i.e.* ajout en hiver lorsque le flux de zone racinaire est descendant donc positif, prélèvement en été lorsqu'il est ascendant donc négatif).

La lame d'eau sortante $q\Delta t$ est alors calculée en fonction de ce nouveau stock (équation 13) : elle est retranchée au réservoir capacitif et ajoutée au réservoir principal (ou encore retranchée au déficit d'humidité MD). Il faut prévoir le cas où le réservoir capacitif est presque vide et le flux de zone racinaire ascendant (ce qui se produit en tout début de simulation si le réservoir capacitif est initialisé à 0), car le stock pourrait devenir négatif ce qui conduirait, en vertu de l'équation de vidange 13 à remplir artificiellement le réservoir. Pour éviter cela, le débit sera imposé à 0 dans ce cas de figure.

L'algorithme introduit dans le code est reporté ci-dessous :

$$\begin{aligned} S &= S + fluxZR\Delta t \\ q\Delta t &= \max(0, c * S) \\ S &= S - q\Delta t \\ MD &= MD - q\Delta t \end{aligned}$$

4.2 Résultats et analyses

4.2.1 Résultats de simulation

Le paramètre c a tout d'abord été calé de manière à reproduire la dynamique de la nappe : $c = 1,7 \cdot 10^{-5}$, ce qui correspond à une période de 800 jours. L'introduction du réservoir capacitif permet également de prendre une conductivité un peu moins grande ($\nu = 2,17 \text{ m}^{-1}$) afin de générer un peu de ruissellement.

Cette modification améliore grandement les performances de CaB, comme le montre la figure 21.

Le biais n'est que de 3%, quand il atteignait presque 13% pour la simulation 1, et l'efficacité de Nash est pour la première fois positive, avec une valeur de 0,5.

Cependant, si la dynamique inter-annuelle est relativement bien reproduite, avec notamment la remontée de nappe qui a conduit aux inondations du printemps 2001, la dynamique saisonnière est encore mal décrite. Les étiages sont correctement reproduits, les montées de crue et les décrues sont beaucoup trop lentes. Si les simulations précédentes péchaient par leur excès de réactivité, le système avec réservoir capacitif est trop inerte.

4.2.2 Analyse des résultats

Pour mieux étudier les changements produits par cette modifications, on a reporté dans le tableau 4 et sur la figure 22 respectivement, les évolutions mensuelles pour l'année 1992-1993 et inter-annuelle pour la période août 90 - août 98 de certaines variables simulées

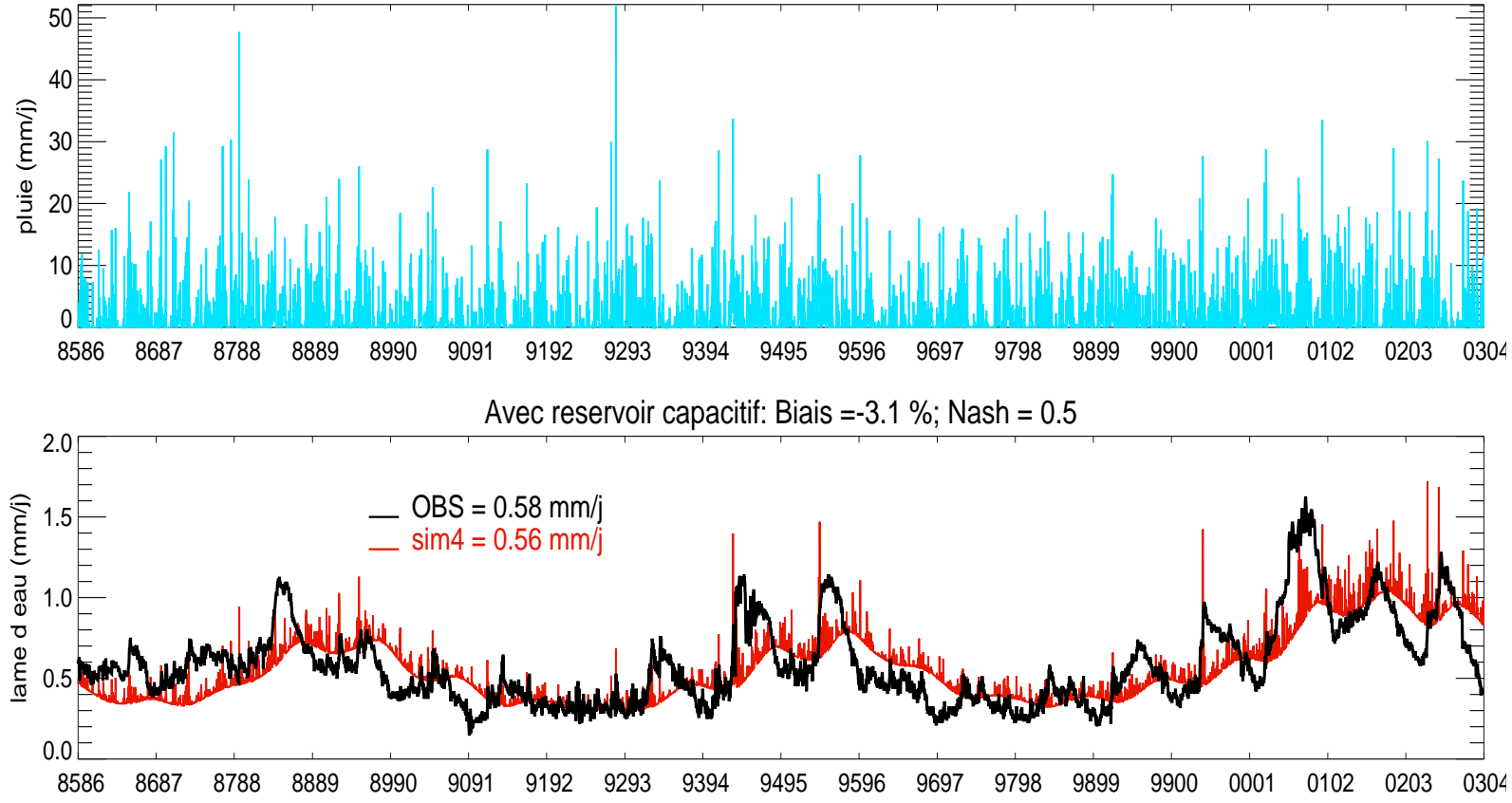


FIG. 21 – Simulation 4 avec le réservoir capacitif, $c = 1,7 \cdot 10^{-5}$, $K_0 = 3,53 \cdot 10^{-1} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et $\nu = 2,17 \text{ m}^{-1}$: lame d'eau écoulée en moyenne sur le bassin versant d'Abbeville simulée .vs. observée à la station d'Abbeville

par la simulation 1 précédemment analysée, et par cette nouvelle simulation (simulation 4).

	ν (m^{-1})	K_0 ($m.s^{-1}$)	lame d'eau écoulée (mm/j)	ruissellement de surface (mm/j)	débit de base (mm/j)	ETR (mm/j)
sim1	1,8	$3,5.10^{-1}$	0,445	0,016	0,429	1,441
sim4	2,17	$3,5.10^{-1}$	0,474	0,021	0,453	1,449

TAB. 4 – Bilans comparés sur deux simulations avec (sim4) et sans (sim1) réservoir pour la période août 90 - août 98

La première constatation est que l'introduction de ce réservoir perturbe le bilan d'eau : la lame d'eau écoulee moyenne simulée est plus importante que la lame d'eau moyenne observée à Abbeville, et ce malgré une évapotranspiration plus élevée également que pour la simulation sans réservoir. En effet, le réservoir capacitif constitue une nouvelle réserve d'eau dans laquelle est prélevé le flux de zone racinaire, ce qui permet quasi systématiquement de satisfaire la demande d'évaporation. Ce problème peut être résolu en raffinant le modèle et en prélevant les flux de zone racinaire ascendants dans le réservoir principal.

L'analyse des variations saisonnières pour l'année 1992 -1993 montre bien les différences de comportement entre les deux systèmes :

- la variable à considérer en premier lieu est l'évolution du stock du réservoir qui a été introduit (Figure 22h) : ce stock présente des variations d'une amplitude d'environ 200 mm autour d'une valeur moyenne de 380 mm. On distingue bien une phase de recharge à partir du mois de septembre et jusqu'en mars, date à laquelle une chute de la pluie (Figure 22d) provoque le début de la vidange, qui s'intensifie durant les mois d'été pour retrouver sa valeur minimale au mois d'août. Le réservoir réagit comme prévu, et permet au système souterrain de stocker de l'eau en hiver pour la restituer en été.
- il convient d'analyser ensuite les variations du déficit d'humidité (Figure 22i), puisqu'il est directement affecté par l'introduction du réservoir capacitif. On observe bien un lissage dans ses variations saisonnières, avec des variations de 30 mm d'amplitude autour d'une valeur moyenne de 350 mm. On note néanmoins une étonnante baisse du déficit en été (*i.e.* une humidité plus grande, et une zone saturée plus haute), ce qui peut s'expliquer par la forte pluie estivale en 1992-1993. Ce lissage devrait normalement se répercuter sur le débit de base, puisque le réservoir principal décrit par ce déficit d'humidité est toujours le générateur du débit de base, ainsi que sur le ruissellement de surface, via la fraction saturée qui est directement liée au déficit d'humidité (équivalent à la profondeur de la zone saturée).
- la fraction saturée (Figure 22e) présente effectivement des variations moins importantes, sauf au mois de décembre où on observe un pic, probablement dû aux fortes pluies. Il est lié à la forte augmentation du stock dans le réservoir qui se vidange avec un fort débit dans le réservoir principal. Le déficit d'humidité diminue alors fortement, ce qui, combiné avec la forte pluie provoque une augmentation importante de la fraction

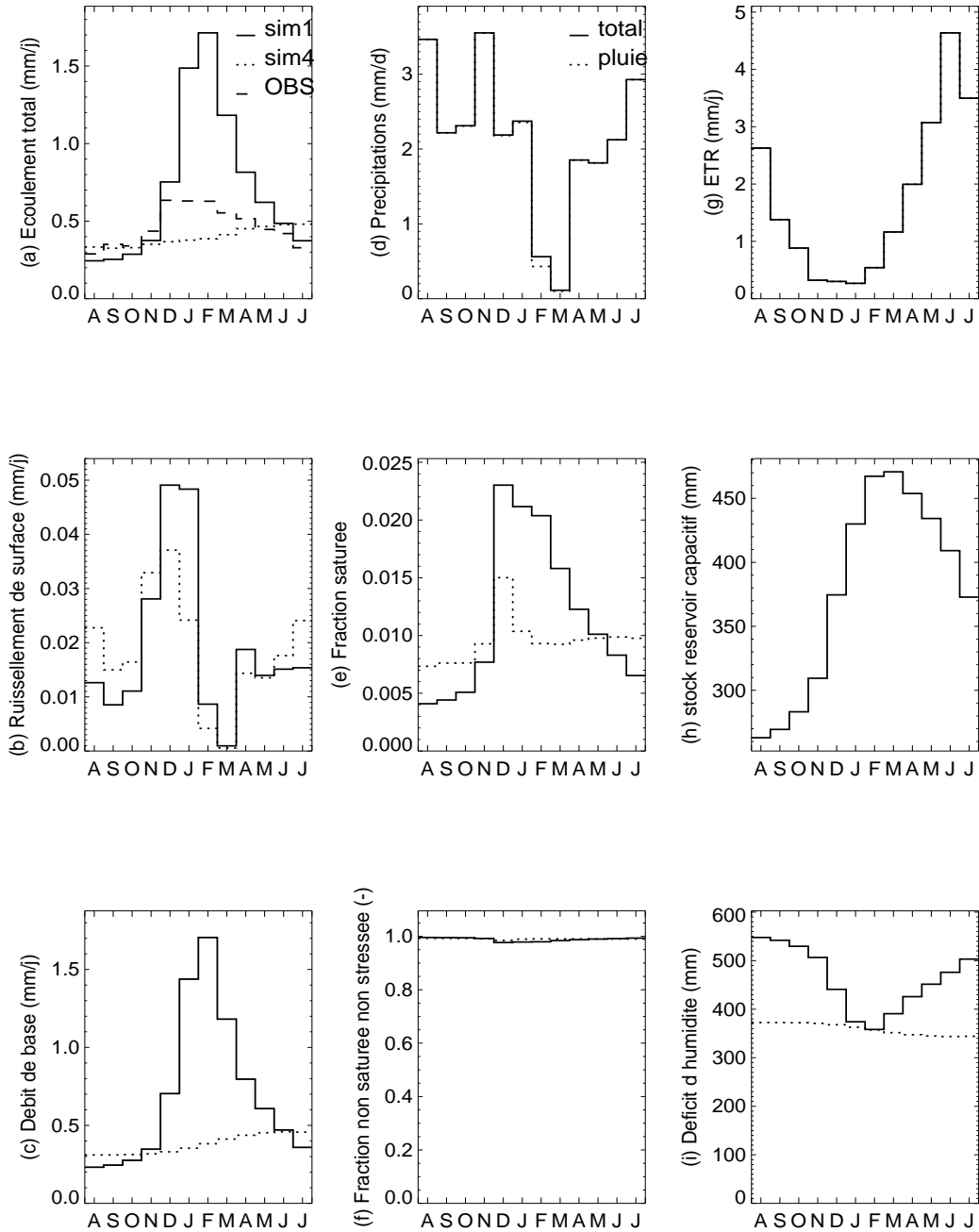


FIG. 22 – Moyennes mensuelles (a) de la lame d'eau écoulee (b) du ruissellement de surface (c) du débit de base (d) des précipitations en mm/j (e) de la fraction saturée (f) de la fraction non saturée et non stressée (g) de l'évapotranspiration (h) du stock dans le réservoir capacitif pour et (i) du déficit d'humidité en mm simulés par la simulation 1 sans réservoir, avec $K_0 = 3,53 \cdot 10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 1,8 \text{ m}^{-1}$ (sim1 en trait plein) et par la simulation 4 avec réservoir, avec $K_0 = 3,53 \cdot 10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 2,17 \text{ m}^{-1}$ (sim4 en pointillés), pour l'année 1992-1993

saturée. Les répercussions sur le ruissellement de surface sont immédiates, avec une amplification des variations constatées et analysées sur les fraction saturée (Figure22b)

- le débit de base (Figure22c) reflète également les variations du déficit d’humidité, avec un signal lissé et de faible amplitude (0.2 mm/j) oscillant autour d’une valeur moyenne de 0.47 mm/j.

Conclusion L’introduction du réservoir capacitif avec une constante de temps convenablement calée a permis de donner au système l’inertie qui lui faisait défaut. Le réservoir absorbe les variations de pluviométrie et restitue un signal lissé pour le réservoir principal. Ce lissage se répercute sur les flux de surface et de subsurface, donc sur l’écoulement total.

Cependant, cette inertie est un peu trop importante, et les variations de période plus courte sont mal décrites, notamment les montées et descentes de crue. Il semblerait donc qu’il faille trouver une juste milieu entre le système trop réactif étudié en partie 3 et le système trop inerte analysé ci dessus.

On s’oriente donc vers une représentation bimodale de l’écoulement, avec un mode de période longue (plusieurs années) commandé par le stock du réservoir capacitif, et un mode de période courte (quelques heures à quelques jours), pour gérer notamment les montées et descentes de crue, commandé par le réservoir principal.

4.2.3 Représentation bimodale

Afin de donner au réservoir principal un rôle plus important, le flux de zone racinaire est partagé à chaque pas de temps entre les deux réservoirs.

Deux options se présentent :

- le flux de zone racinaire est déversé/prélevé dans le réservoir principal jusqu’à un certain seuil, au-delà duquel il atteint le réservoir capacitif (en flux ascendant comme en flux descendant) : le réservoir capacitif est contrôlé par un seuil minimal.
- à l’inverse, le flux de zone racinaire est déversé/prélevé dans le réservoir capacitif jusqu’à un certain seuil, au-delà duquel il atteint le le réservoir principal : le réservoir capacitif est contrôlé par un seuil maximal.

Les deux seuils sont bien entendu différents (petit dans le premier cas seuil minimal, grand dans le cas seuil maximal) et doivent être calés.

La première option semble plus proche de la réalité, mais c’est la seconde qui donne les meilleurs résultats, comme le montre la figure 23, avec une efficacité de Nash de 0,6 et un biais de 2,2%. En effet, elle permet “d’activer” le réservoir principal lorsque le flux de zone racinaire devient grand, c’est-à-dire en période de crue, où les précipitations sont fortes et l’évapotranspiration faible. C’est l’effet qui était recherché par cette modélisation bimodale.

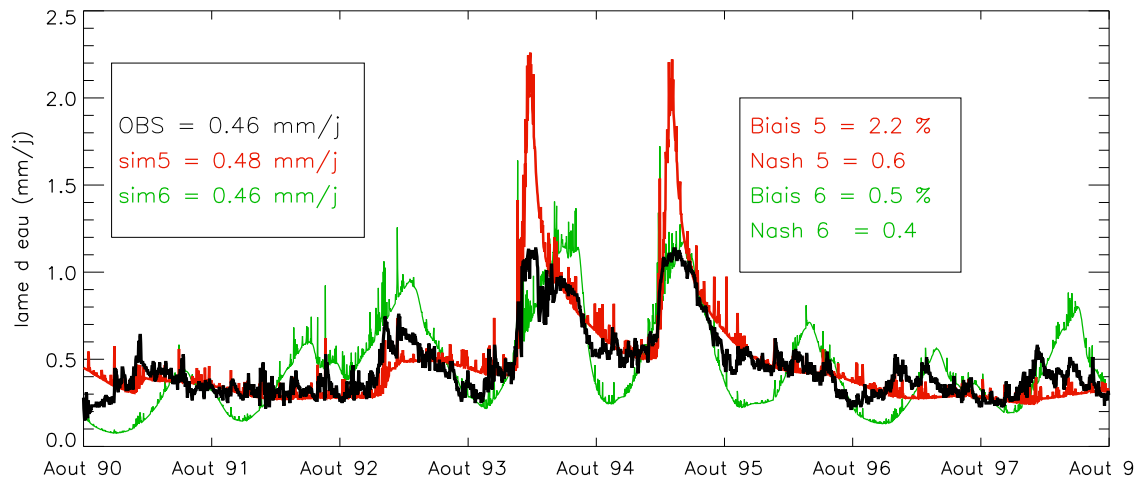


FIG. 23 – Ecoulements simulés par un modèle à réservoir capacitif seuillé à 2 mm/j (sim5 en rouge) et par un modèle à réservoir principal seuillé à 0.15 mm/j (sim6 en vert), avec $K_0 = 3, 53.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$ et $\nu = 2, 17\text{m}^{-1}$.vs. lame d'eau observée à Abbeville (en noir) sur la période août 90 - août 98

4.3 Discussion

Il est donc possible, en dosant les influences du réservoir rapide (réservoir principal) et du réservoir lent (réservoir capacitif) de se rapprocher du débit observé. Ce partage entre les deux réservoirs se fait grâce au seuil imposé au flux de zone racinaire.

Il apparaît cependant, au vu des quelques tests de sensibilité à ce paramètre qui ont été réalisés, que cette approche ne permet pas de restituer exactement la dynamique du bassin versant de la Somme. En effet, comme on peut le voir sur la figure 23, les variations de la lame d'eau écoulée sont mal rendues lorsque le seuil n'est pas dépassé, puisqu'on se retrouve dans le cas analysé au paragraphe 4.2.2 d'un système trop inerte. On peut donc être tenté d'abaisser le seuil pour activer plus souvent le réservoir principal, mais dans ce cas il se remplit trop vite et les lames d'eau simulées en crue sont trop importantes, en partie à cause de la forte conductivité (cf. paragraphe 3.3)

Cette constatation appelle une réflexion plus approfondie sur le fonctionnement du nouveau système mis en place.

4.3.1 Les limites de cette approche

Le choix du nouveau schéma présenté sur la figure 20 a été en partie dicté par une volonté d'introduire le stockage et le retard dans le transfert du débit de base qui lui manquaient, sans trop modifier la structure du modèle. C'est pour cette raison notamment que le débit de base est toujours calculé à partir du réservoir principal, alors que dans la réalité il est issu directement de la nappe de la Craie dont le réservoir capacitif joue le rôle (mais qu'il ne représente pas).

Ainsi, d'importantes masses d'eau transitent par le réservoir principal, la "nappe perchée" évoquée par Franquini (Franchini et al., 1996), alors que des masses d'eau circulent en réalité en profondeur avant d'être restituées directement dans les drains.

Cette vidange artificielle du réservoir capacitif dans le réservoir de subsurface résulte en un taux d'humidité trop grand dans le sol, ce qui entraîne les problèmes de ruissellement de surface et de débit de base rencontrés pour toutes les simulations, et, dans une moindre mesure (puisque les humidités sont plus faibles), dans les dernières simulations avec le réservoir

De plus, une modélisation plus réaliste de la nappe de la Craie à l'aide de ce réservoir permettrait de le paramétrer sur des considérations physiques qui ont été totalement absentes des réflexions menées jusqu'ici sur un système qui de manière évidente ne décrit pas le fonctionnement réel du bassin versant.

Conclusion L'introduction de ce réservoir capacitif est donc une nécessité pour traduire la composante inertielle de la nappe de la Craie, mais il ne doit pas être seulement envisagé comme un complément du réservoir principal, ce qui est le cas dans les simulations réalisées ici : il doit prendre une part active dans la génération du débit de base.

4.3.2 Perspectives

La représentation de l'aquifère souterrain par un réservoir linéaire est cohérente avec la nature de cet aquifère. En effet, de même qu'une décroissance exponentielle de la conductivité dans le réservoir principal conduisait à un réservoir de type hyperbolique du premier ordre, une décroissance linéaire de la conductivité dans la Craie conduit à un réservoir linéaire (Ambroise et al., 1996).

On peut donc envisager le nouveau schéma suivant, décrit par la figure 24.

- les deux réservoirs sont alimentés par le flux de zone racinaire descendant dans une mesure qui reste à déterminer : une des deux options à seuil décrites dans le paragraphe 4.2.3 ou une fraction constante, voire variant avec le déficit d'humidité, affectée au réservoir principal.
- le flux de zone racinaire ascendant est prélevé dans le réservoir principal, ce qui est plus conforme à la réalité. En cas de demande trop importante, le complément pourra être prélevé dans le réservoir capacitif.
- le débit de base est la somme d'un *débit de base réactif* issu du réservoir principal et calculé selon les équations de TOPMODEL (équation 5), qui traduit les variations rapides observées en période de hautes eaux, et d'un *débit de base inertiel* issu du réservoir capacitif, qui varie très peu au cours d'une année mais peut permettre de simuler une remontée de nappe comme celle de 2001 (Figure 21).

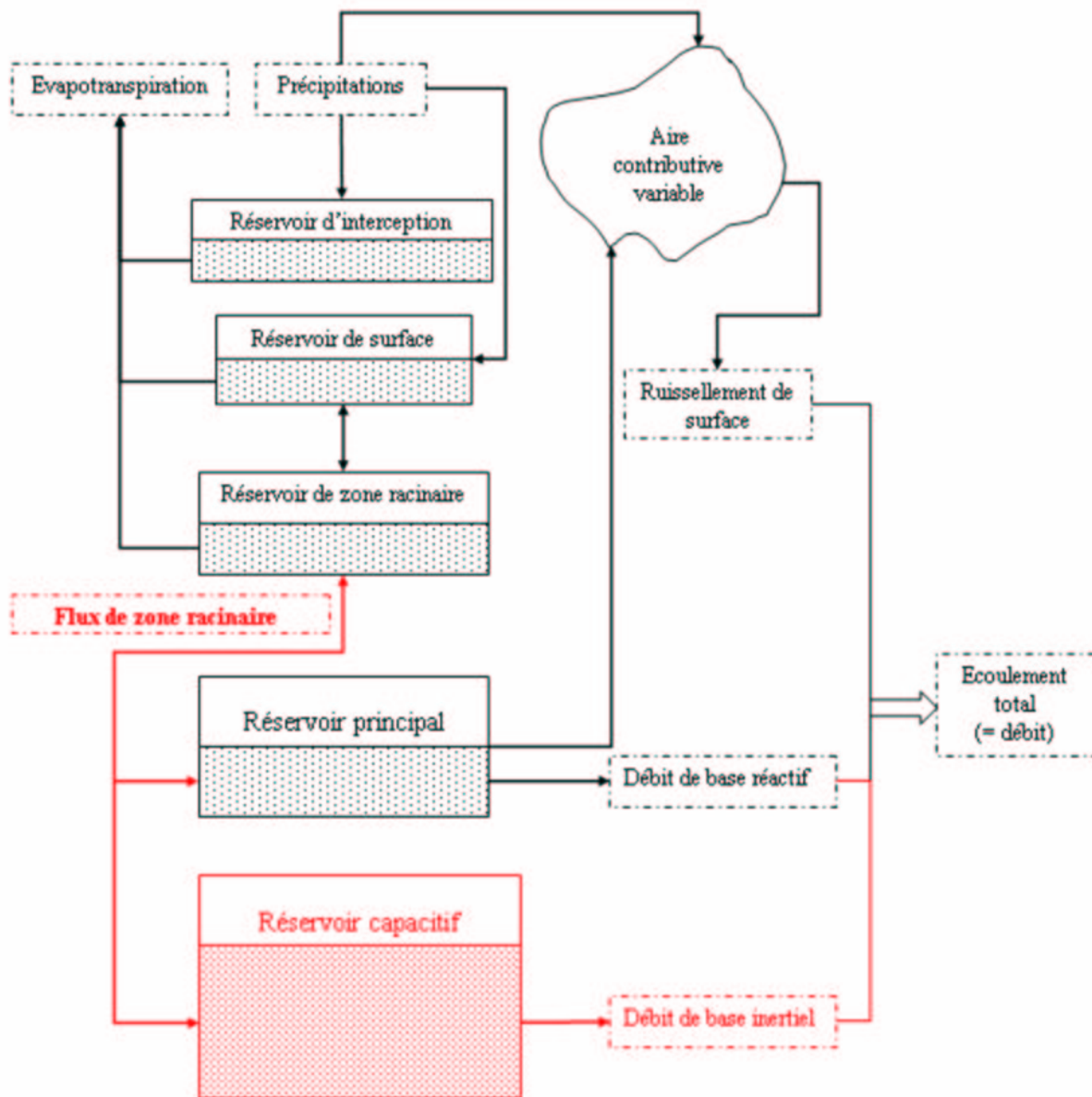


FIG. 24 – Représentation schématique du bassin versant dans TOPMODEL modifié (2)

CONCLUSION

Comme on pouvait s’y attendre, le modèle CaB ne s’est pas montré capable, dans sa configuration originale, de simuler le comportement du bassin versant de la Somme dans lequel l’aquifère de la Craie joue un rôle primordial. La problématique de l’influence de la résolution sur les performances du modèle est donc restée en suspens, et l’étude a porté sur l’amélioration de la qualité des simulations à la résolution la plus grossière, où un unique bassin versant unitaire est considéré, le bassin versant contributif d’Abbeville.

Différentes simulations, résumées dans le tableau 5, ont conduit à améliorer le modèle en rajoutant un réservoir capable de jouer le rôle tampon de la nappe de la Craie, sans toutefois reproduire parfaitement son comportement réel.

	ν	$K_0^{vertical}$ (m/s)	$K_0^{horizontal}$ (m/s)	anisotropie conducti- vité	réservoir	lame d’eau écoulée (mm/j)	Biais (%)	Nash
sim1	1, 8	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	non	non	0, 445	12, 8	-2, 6
sim2	3, 26	$3, 5 \cdot 10^{-3}$	$3, 5 \cdot 10^{-3}$	non	non	0, 426	3, 7	-15, 8
sim3	3, 26	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	$3, 5 \cdot 10^{-2}$	oui	non	0.438	6, 9	-2, 6
sim4	2, 17	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	non	oui	0, 474	3, 1	0, 5
sim5	2, 17	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	non	oui/seuil maximal	0, 485	2, 2	0, 6
sim6	2, 17	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	$3, 5 \cdot 10^{-1}$	non	oui/seuil minimal	0, 464	0, 5	0, 4

TAB. 5 – Récapitulatif des différentes simulations conduites au cours de cette étude

L’introduction de ce réservoir a nettement amélioré la qualité des simulations. Cependant cette approche purement “mécanique” ne peut représenter parfaitement la réalité, dans la mesure où la dynamique de la nappe de la Craie n’est pas modélisée ici. Le modèle pourrait donc être encore amélioré en cherchant à mieux décrire le comportement global de la nappe. En ce sens, le couplage avec MODCOU fournira probablement de bons résultats.

D’un point de vue personnel, ce stage a été une première confrontation avec la modélisation en hydrologie, et il m’a permis de développer certaines compétences dans ce domaine, notamment en informatique.

Mais les problèmes rencontrés dans le cadre de la modélisation du bassin versant de la Somme, système hydrogéologique si particulier, m’ont surtout conduite à mener une réflexion de fond sur les mécanismes d’écoulement et la manière dont TOPMODEL les gère. C’est en cela surtout que cette étude a été pour moi une vraie formation à l’hydrologie.

Références

- Ambroise, B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles*. *H*G*A*, Bucarest, 2 ème edition.
- Ambroise, B., Beven, K. J., and Freer, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resour. Res.*, 32 :2135–2145.
- Amraoui, N., Golaz, C., Mardhel, V., Negrel, P., Petit, V., Pinault, J.-L., and Pointet, T. (2002). Simulation par modèle des hautes eaux de la somme. Technical Report RP-21827-FR, BRGM. 184 pages.
- Betson, R. (1964). What is watershed runoff? *J. Geophys. Res.*, 89(8) :1541–1552.
- Beven, K. and Kirkby, M. J. (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24 :43–69.
- Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., Clark, D., Dirmeyer, P., S. Fox, S., Y. Gusev, Y., Had- deland, I., Koster, R., Lohmann, D., Mahanama, S., Mitchell, K., Nasonova, O., Niu, G.-Y., Pitman, A., Polcher, J., Shmakin, A. B., Tanaka, K., van den Hurk, B., Verant, S., D., V., and P., V. (2003). The rhone-aggregation land surface scheme intercompa- rison project : An overview. *J. Clim.* Accepted.
- Clapp, R. B. and Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4) :601–604.
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., and Ginn, T. R. (1984). A statistical explo- ration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, 20(6) :682–690.
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.
- Ducharne, A., Koster, R. D., Suarez, M., Stieglitz, M., and Kumar, P. (2000). A catchment- based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 2 : Parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res.*, 105(D20) :24823–24838.
- Ducharne, A., Viennot, P., Théry, S., and Ledoux, E. (2004). Vers une intensification des contrastes saisonniers du débit de la seine sous changement climatique. Rapport d'activité 2003, Programme PIREN-Seine.
- Dunne, T. and Black, R. (1970). An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.*, 6 :478–490.
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C., and Todini, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *J. Hydrol.*, 175 :293–338.
- Koster, R. D., Suarez, M., Ducharne, A., Stieglitz, M., and Kumar, P. (2000). A catchment- based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 1 : Model struc- ture. *J. Geophys. Res.*, 105(D20) :24809–24822.
- Koster, R. D. and Suarez, M. J. (1992). Modeling the land surface boundary in cli- mate models as a composite of independants vegetation stands. *J. Geophys. Res.*, 97(D3) :2697–2715.
- Koster, R. D. and Suarez, M. J. (1996). Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation 9, NASA, GSFC, Hydrological Sciences Branch.

- Le Moigne, P. (2002). Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN. Groupe de Météorologie à Moyenne Echelle 77, Météo France, CNRM, Toulouse, France.
- Ledoux, E. (1980). Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Thèse de Docteur-Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et Université Paris 6, Paris, France.
- Masson, V., Jean-Louis Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2001). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Clim.*, 16(9) :1261–1282.
- Sivapalan, M., Beven, K., and Wood, E. F. (1987). On hydrologic similarity : 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resour. Res.*, 23(12) :2266–2278.
- Stieglitz, M., Rind, M., Famiglietti, J., and Rosenzweig, C. (1997). An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global modeling. *J. Clim.*, 10 :118–137.